Gedruckt mit Unterstützung aus dem Jerome und Margaret Stonborough-Fonds

Die klimatischen Bildungsbedingungen der deutschen Kaoline und Bauxite

Von

Dr. Fritz Kerner-Marilaun

korr. M. d. Akad. Wiss.

(Vorgelegt in der Sitzung am 28. Juni 1928)

Die jetzt von Harrassowitz vertretene Auffassung der deutschen Kaoline als degradierter Laterite setzt für den größten Teil des Tertiärs in Mitteleuropa ein Savannenklima voraus, in dessen Bereich an feuchten Flußufern wohl eine üppige Vegetation gedeihen konnte, die aber, wenn man sie als Zeugen eines vorherrschenden Regenwaldklimas aufrufen wollte, eine pseudoklimatische Auswertung fände. Savannenklimate können sich nur im Raume zwischen den beiden Hochdruckgürteln entwickeln. Die auch von paläontologischer Seite (Neumayr, Nathorst) eine Zeitlang erwogene Polverschiebung hätte nicht ausgereicht, um Deutschland in die äußere Tropenzone zu rücken. Jene großen Lagewechsel der Erdachse, bei welchen der Äquator im Eozän durch Europa hindurchgegangen wäre, wurden nicht von zu einem Urteil in dieser Sache berufener Seite[1] erdacht und kommen so nicht in Frage. Neuerdings ist Kautsky[2] auf Grund genauer Forschungen über die Verbreitung der miozänen Weichtiere zu dem Ergebnis gelangt, daß im Miozän die klimatischen Zonen denselben Verlauf nahmen wie die heutigen, so daß »die Lage der Erdpole zur Miozänzeit von ihrer heutigen nicht wesentlich verschieden gewesen sein kann.«

So konnte während der Tertiärperiode im Gebiete des heutigen Deutschland niemals ein Savannenklima s. st. bestehen und es drängt sich die interessante Frage zur Beantwortung auf, inwieweit unter geänderten morphologischen und solarklimatischen Bedingungen eine Annäherung an die klimatischen Verhältnisse der Savannen möglich war. Vorauszusetzen ist dabei, daß die beiden Halbjahre

---

1 Zu einem Urteil über den Verlauf der Paläo-Biozonen sind nur Paläontologen berufen. Diese lehnen große Polverschiebungen ab. J. W. Gregory: The evidence of palaeontology proves. that the climatic zones of the earth have been concentric with the poles as far back, as its records go. (Climatic variations, their extent and causes 1906.) Edgeworth David: The migration of poles hypothesis appears to be disproved by the fact, that the old life zones of the world were more or less concentric around the poles. (Conditions of climate at different geological epochs 1906.) C. A. Seward: The palaeobotanical data cannot be regarded as evidence favorable to an alteration in the position of the earth's axis. (Antarctic fossil plants 1914.)

2 F. Kautsky, Die boreale und mediterrane Provinz des europäischen Miozäns und ihre Beziehungen zu den gleichalterigen Ablagerungen Amerikas. Mitteil. d. Wiener Geolog. Gesellsch., XVIII, 1925, p. 65.

die Rollen, welche sie bei der Bildung von Eluvialböden spielen, vertauschen können. Eine Lateritbildung polwärts vom Hochdruckgürtel bei scharf ausgeprägten Sommerregen schlösse sich aus, weil dann die Trockenzeit kalt wäre und in ihr keine starke Verdunstung stattfinden könnte. Eher wäre es denkbar, daß in einem Gebiete mit Winterregen die Temperaturen um die kühle Jahreszeit eine lateritische Verwitterung noch nicht ausschließen müßten.

Bei der Terra-rossa-Bildung findet der vorerwähnte Rollentausch statt, indem in tropischen Kalkgebieten mit Sommerregen die Durchtränkung der Gesteine im wärmeren, die Abdunstung der Lösungen im kühleren Halbjahre erfolgt. Daß der genannte Rollentausch aber auch bei der Silikatverwitterung stattfinden kann, geht daraus hervor, daß, wie Harrassowitz[1] mitteilt, auf Madeira, also in einem typischen Winterregengebiet, sehr starke Entkieselung Platz greift.

Setzt man die Möglichkeit des genannten Rollentausches voraus, so kann man zunächst für die landarmen Phasen des Paläogens das Maß, in welchem die klimatischen Bedingungen der Laterisierung erfüllt sein konnten, untersuchen. Die viel größere Ausdehnung und Nordwärtserstreckung des Mittelmeeres, der Eintritt eines warmen indischen Meeresstromes in dasselbe und der Herantritt einer nur mit eisfreien Polarströmen vermischten Golftrift an die Westküsten Europas mußte für die europäischen Inselgebiete erheblich mildere Wintertemperaturen bedingen als die von heute. Dieselben konnten noch dadurch eine Erhöhung erfahren, daß der Winterhimmel eine starke Bedeckung aufwies und so die nächtliche Ausstrahlung hemmte. Allerdings blieben diese Temperaturen auch dann noch sehr hinter den durch die Bewölkung gedrückten Sommertemperaturen der äußeren Tropen zurück. Dagegen konnten die Sommertemperaturen auch in einem insularen Europa höher sein als die Temperaturen der kühlen Jahreszeit im Savannengürtel.

Das europäische Mittelmeer der paläogenen Zeitstufen mußte der Schauplatz bedeutender Niederschläge im kühlen Halbjahre sein. Für die Entwicklung ständiger Zyklone sind allerdings in engerem Umkreis landumringte Meere, wie es die Buchten der eingeschrumpften Mediterraneis der Pliozänzeit waren, günstiger. In einem weitausgedehnten Mittelmeere konnten sich aber Schwärme fortschreitender Depressionen entwickeln. Die durch eine solche Sachlage erzeugten Niederschläge konnten aber doch nicht so ausgiebig sein wie die durch konstante Luftströme bedingten Passat- und Monsunregen. Etesien von passatähnlicher Stärke und Ständigkeit, wie sie jetzt die Ägeis im Sommer überwehen, hätten im paläogenen Mittelmeere nicht Platz greifen können, weil sie sich an einen meridionalen Isobarenverlauf mittlings zwischen dem azorischen Hoch und dem afghanischen Tief knüpfen und letzteres

[1] H. Harrassowitz, Laterit, Material und Versuch erdgeschichtlicher Auswertung. Berlin, 1926, p. 544.

bei einer Überflutung ganz Vorderasiens gar nicht zur Ausbildung kam. (Es konnte sich nur im südlichen China ein Sommertief bilden, das auf das Klima Europas einflußlos blieb.) Es ist zwar bekannt, daß übernormaler sommerlicher Barometerstand in Westeuropa daselbst unternormale Niederschläge bedingt; Hochdruck ist aber als Erzeuger von Regenarmut doch weniger wirkungsvoll als ein konstanter gleicherwärts gerichteter Luftstrom. Bekanntlich ist die sommerliche Regenmenge auf den Azoren angesichts der Lage dieser Inseln unter dem Scheitel des Luftdruckgewölbes auffallend groß.

So findet man, daß im alttertiären Europa die klimatischen Bedingungen für lateritische Verwitterung, ein Wechselklima mit milder Regenzeit und sehr warmer Trockenzeit, im allgemeinen wohl gegeben sein konnten; eine nähere Beurteilung des Ausmaßes, in welchem diese Gegebenheit vorlag, ist nur auf rechnerischer Grundlage möglich. Zunächst bedarf es einer Festlegung der thermischen und hydrometeorischen Werte, welche die erste Stufe der Laterisierung, die Kaolinbildung erheischt. Diese Wertermittlung ist auch dann vorauszuschicken, wenn — wie Harrassowitz annimmt — die deutschen Kaoline degradierte Laterite der *B*- und *C*-Ausbildung sind.

Die klimatischen Bildungsbedingungen des Kaolins.

Im Rahmen der zurzeit vertretenen Ansichten wird man nur tropische Kaolinvorkommen als harmonische Bodenbildungen auffassen und zur Ableitung der klimatischen Bildungsbedingungen des Kaolins heranziehen. Es kommen jene Vorkommen in Betracht, welche nicht in weiter vorgeschrittene Laterisierungen übergehen. Solche Kaolinlager sind aus Südbrasilien bekannt. Zuerst hat Kreplin[1] von solchen berichtet. Dann hat Atterberg[2] Verwitterungsprodukte aus der Umgebung von Rio de Janeiro analysiert und bei denselben die Zusammensetzung des Kaolins gefunden.[3] In einer etwas weiter südlich liegenden Gegend ist ein von mir untersuchtes Kaolinvorkommen. Es ist in etwa 920 *m* Seehöhe 33 *km* meerwärts vom wasserscheidenden Kamme des als Serra Tacaxiara bezeichneten Teiles der Serra do mar gelegen und befindet sich im Taleinschnitt des Ribeiron dos Couros, eines Quellbächleins des Rio Juquia, der linken Hauptader des Ribeirastromes.

Das Quellgebiet des Rio Juquia besteht aus steil gestellten eisenschüssigen Glimmerschiefern mit Intrusionen von Pegmatiten.

---

1 H. Kreplin, Briefliche Mitteilungen aus der Kolonie Dona Francisca. Brasilien. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, VII, 1872.

2 A. Atterberg, Analysen dreier Laterite aus Brasilien. Centralbl. f. Min., Geol. Pal., 1909, p. 361.

3 Diese Erden, drei an der Zahl, ließen eine Trennung in Grobsand, Feinsand, »Grobton« und »Feinton« zu. Die sandigen Anteile bestanden aus Quarz und Kaolinschuppen, der Grobsand enthielt in einem Falle auch Glimmer, in einem anderen Hydrargillit; Im tonigen Anteil war überall Kaolin der Hauptbestandteil.

In meiner Reiseschilderung[1] sind solche aus dem unteren Lourençotal, aus dem Tal des oberen Juquia und aus dem Tal des Braço grande angeführt. Im Taleinschnitt des Ribeiron dos Couros und an einer 18 *km* weiter östlich liegenden Stelle (am Ribeiron Fundo) sind die Bestandminerale in sehr großen Gemengstücken ausgeschieden, der Muskowit in bis 2 dm^2 großen Tafeln, so daß man zu dessen Ausbeutung schritt. Am Ribeiron dos Couros waren ein 80° steil gegen OSO einfallender 3 bis 4 *m* breiter Gang und ein ihm paralleler, etwas schmälerer Gang entblößt. Der Feldspat, welcher die Hauptmasse des Gesteins bildete, war ganz zu Kaolin zersetzt und so erweicht, daß man die Glimmertafeln, die Quarztrümer und die Krystallaggregate des Turmalins mit der Hand herauslösen konnte. Der Kaolin war teils rein weiß, teils durch dem Glimmer entstammtes Eisen blaßrötlich oder gelblich gefärbt.

Zwecks Ableitung des Thermoklimas an dieser Kaolinfundstätte kann man die Differenzen zwischen Rio und den Stationen im Orgelgebirge, Colonia Alpina und Neu-Freiburg heranziehen. (Die Differenz Santos-São Paulo wäre nicht zu gebrauchen, weil letzterer Ort in der Savanne liegt.) Die mittleren jahreszeitlichen Wärmeabnahmen sind:

	Sommer	Herbst	Winter	Frühling
Rio-Colonia Alpina.	0·57	0·69	0·75	0·57
Rio-Neu Freiburg..	0·61	0·70	0·85	0·57

Jänner	Rio-Alpina	0·57,	Rio-Freiburg	0·61
Juli....		0·91	»	0·69

Mit Santos als Basisstation erhält man so für den Kaolinfundort im Courostale als Jännertemperatur 19·7 und 19·3, als Julitemperatur 10·1 und 12·2, im ersteren Fall also um 2° weniger, weil die winterliche Wärmeabnahme: Rio-Colonia Alpina ungewöhnlich rasch erfolgt. Die Differenz Rio-Colonia Alpina bringt wegen des geringeren Horizontalabstandes beider Orte die vertikale Wärmeänderung reiner zum Ausdruck. Weil aber der besagte Kaolinfundort weit von der Küste entfernt ist, und so in seine Temperaturdifferenz gegen Santos auch eine horizontale Komponente eintritt, eignet sich zur Ableitung seiner Temperaturen die Differenz zwischen Rio de Janeiro und Neu Freiburg, welches sich auch in größerem Küstenabstand befindet, besser.

Diese Differenz ist auch zwecks Ableitung der Temperaturen am hochgelegenen der von Atterberg genannten Lithomargefundorte vorzuziehen (900 *m* in der Serra Mantiqueira unterhalb des Itatiaya). Man bekommt mit Rio als Basisstation Jänner 19·8, Juli 13·5. Für die beiden tiefer gelegenen Fundorte (450 *m*,

---

[1] F. v. Kerner, Geologische Einleitung zu K. Schuster: Petrographische Ergebnisse der brasilianischen Expedition der kaiserl. Akademie der Wissenschaften. Diese Sitzungsber. CXVI, Bd. VI, Heft I, p. 1111 bis 1133.

Santa Teresa und Corcovado) in den gleich hinter der Bucht von Rio aufsteigenden Bergen ergeben sich mit der Differenz Rio-Alpina die Werte Jänner 22·7, Juli 15·6 (vgl. Funchal: August 22·3, Februar 15·2).

Ombrometerstationen sind im paulistanischen Küstengebirge nur wenige vorhanden.[1] Es wäre möglich, daß die Regenmengen von Alto da Serra, 3697, und vom Kilometer 25 der Drahtseilbahn Raiz-Alto, 3591 (früher 3477), örtlich erhöhte sind, weil sich in den Mangrovesümpfen landeinwärts von Santos besonders viel Feuchtigkeit sammelt und der Gebirgseinschnitt von Alto da Serra einen bevorzugten Hohlweg für die aufsteigenden dunstreichen Luftmassen bildet. In der neuen Zusammenstellung von südamerikanischen Regenmessungen von Franze[2] wird — ohne Angabe der Koordinaten unter der Bezeichnung Serra do mar aber noch eine Regenstation mit 3429 angeführt und als viertnässester Ort erscheint Boracea mit 3302. Raiz da Serra und Kilometer 22 der Seilbahn haben 3033 und 3188. In den Küstenplätzen weiter im SW fallen 2500 bis 2000. So könnten vielleicht im dahinter aufragenden Gebirge, wo die Kaolinlager sind, die Niederschlagsmengen nicht weit von 3000 liegen. Im Orgelgebirge erreicht die Regenmenge in Theresopolis 2645, in Petropolis 2215, dann noch an einigen Orten mehr als 2000; an anderen aber weniger, bis unter 1500 herab (Neu Freiburg 1449, Alpina 1434).

Die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge im vieljährigen Mittel an der Küste (I und II), am Gebirgsfuß (III und IV) und auf der Höhe des Gebirges (V) ist folgende:

	I	II	III	IV	V
	Iguape	Conceição do Itanhaen	Yporanga	Raiz da Serra	Alto da Serra
Sommer	33·6	30·3	39·9	36·3	34·0
Herbst	27·6	29·7	20·8	28·4	25·6
Winter	13·2	13·5	14·3	13·9	16·1
Frühling.	25·6	26·5	25·0	21·4	24·3

In der fünften Reihe, welche zum Vergleich für die Kaolinfundstätten in der Serra Paranapiacaba zunächst in Betracht kommt, zeigen die Übergangsjahreszeiten mittleren Niederschlag und ist das nässeste Jahresviertel nur ungefähr doppelt so regenreich als das trockenste. Viel schärfer ausgeprägt ist die jährliche Regenperiode im gebirgigen Hinterland von Rio, wo die von Atterberg bekanntgemachten Kaolinböden sind. Dort fällt im Winter nur ungefähr ein Zehntel des Sommerniederschlages, wie folgende zwei Reihen zeigen:

[1] E. L. Voss, Beiträge zur Klimatologie der südlichen Staaten von Brasilien. Petermann's Mitteil. Ergänzungsheft Nr. 145. Die Niederschlagsverhältnisse von Südamerika. Ebenda Nr. 157.

[2] Br. Franze, Die Niederschlagsverhältnisse in Südamerika. Ebenda Nr. 193, Gotha 1927.

	Sommer	Herbst	Winter	Frühling
Neu Freiburg	48·0	22·9	5·3	23·8
Iuiz da Fora	47·5	20·9	4·7	26·9

Die geognostischen Verhältnisse des Quellgebietes des Juquia setzen sich nicht so weit südwärts fort, daß sich eine polare Grenze und ein klimatischer Schwellenwert für die Kaolinbildung feststellen ließen. Erst in bedeutendem Temperaturabstand liegt — allerdings in einem ganz anderen Gebiet (in den Dinariden) — ein mir bekannter, schon erheblich unter Kaolin zurückbleibender Bildungsfall von Siallit mit 68% SiO_2. Dort ist zwar die Sommertemperatur jener im Orgelgebirge (bei Rio) ungefähr gleich, der Winter aber um 10° kühler. So könnte die Julitemperatur am Ribeiron dos Couros schon nahe dem winterlichen thermischen Schwellenwerte der Kaolinbildung liegen. Nachdem so die Wärme- und Regenverhältnisse, unter welchen heute Kaolin als anscheinend harmonische Bodenbildung, aber ohne Überlagerung durch Allit, an der Tropengrenze gefunden wird, festgelegt sind, ist an eine genaue Prüfung der Frage heranzutreten, ob solche Verhältnisse auch für die Präoligozänzeit in Mitteldeutschland, vor allem für das Eozän ableitbar sind.

Bestimmung des morphogenen Thermoklimas von Mitteldeutschland im Eozän.

Der Einfluß der größeren Meeresbedeckung Europas im Paläogen auf die Wintertemperatur in diesem Erdteil ist auf Grund der von mir[1] seinerzeit angestellten Berechnungen zu beurteilen. Mit diesen wurden innerhalb des Längenintervalls von $\lambda = 20$ W bis $\lambda = 60$ E. v. G. und innerhalb der Zone von $\varphi = 55$ bis $\varphi = 35$ stenomorphogene Jännertemperaturen für die Schnittpunkte jedes fünften Meridians mit jedem fünften Parallel erzielt. Hier kommen die Werte für den Schnittpunkt von $\lambda = 10°$ E. v. G. mit $\varphi = 50$ in Betracht, welcher so ziemlich in der Mitte von Deutschland liegt. Es ergaben sich für das Eozän 2·0, für das Oligozän 4·4, das sind Erhöhungen um 1·4, beziehungsweise 3·8 gegen heute (die Werte beziehen sich auf den Meeresspiegel). Die höheren Werte für das Oligozän entsprechen der eingetretenen Transgression. Die veränderte Land- und Meerverteilung könnte bei der heutigen geringen Exzentrizität nur eine Temperatursteigerung um ein paar Grade bedingen. Erst in Osteuropa schwellen die stenomorphogenen Diakrinen zu hohen Werten an. Bei der Bestimmung morphogener Paläotemperaturen auf Grund paläogeographischer Karten (meinen Berechnungen lagen die Kärtchen von Matthew[2] zugrunde) ist die Möglichkeit vorausgesetzt,

[1] F. v. Kerner, Synthese der morphogenen Winterklimate Europas Tertiärzeit. Diese Sitzungsber. 122. Bd., IIa, Februar 1913.

[2] W. D. Matthew, Hypothetical outlines of the continents tertiary times. Bull. of the Amer. Mus. of Nat. Hist. XXII, 1906.

daß die im Lauf des langen Zeitabschnitts, für welchen die Rekonstruktion gelten soll, eingetretenen Veränderungen der Küstenlinien solcherart waren, daß sie sich in ihren thermischen Wirkungen ausgleichen konnten.

Die thermische Beeinflussung Alttertiär-Europas im Winter durch seine westliche Nachbarschaft wurde bei Annahme einer nordatlantischen Landbrücke zuerst von Semper[1] zahlenmäßig geschätzt. Seine Schätzung ergab eine die jetzige um 7° übersteigende Wintertemperatur des Meerwassers an der Westküste Europas zwischen 45 und 50° Breite. Die nordatlantische Landbrücke bedeutete eine enorme Erschwerung des Verständnisses der tertiären Polarklimate, und so war ihr Abbruch durch Lapparent (1903) und Matthew (1906) vom paläoklimatologischen Gesichtspunkt aus zu begrüßen. Betreffs einer bloßen schmalen Durchbrechung der Brücke zwischen Island und Schottland, wie sie Kossmat 1908 vornahm, vertrat ich den Standpunkt, daß sie die von Semper angenommene Temperatur noch nicht drücken würde, weil der in diesem Fall kräftige kalte Strom auf der Ostseite Islands unter Führung der Nordmeerzyklone schon bald südlich von der Insel gegen O umböge und in die verlängerte Golftrift eindränge. Es könnten dann ein Subtropenklima in Westeuropa und ein sehr kaltes Polarklima gleichzeitig bestehen. Für die Frage, inwieweit sich auch ein Offensein der Davisstraße im Alttertiär für die Golftrifttemperatur weniger nachteilig als jetzt gestaltet hätte, schien mir jedoch bei jener Erörterung (Synthese der Winterklimate, l. c., p. 51) kein Platz zu sein, denn »diese Fragestellung setzte schon ein erst zu erklärendes mildes, arktisches Klima voraus.«

Der Weg zur Erklärung eines solchen ist inzwischen durch die Aufstellung des akryogenen Seeklimas von mir[2] gewiesen worden und so läßt sich jetzt eine Beantwortung jener Frage versuchen.

Die Wintertemperatur, mit welcher die Golftrift — unter sonst ungeänderten morphologischen Verhältnissen — ohne vorherige Abkühlung durch den Labradorstrom am 50. Parallel ankäme,

---

Max Semper, Das paläothermale Problem, p. 317.

F. Kerner, Das akryogene Seeklima und seine Bedeutung für die geologischen Probleme der Arktis. Diese Sitzungsber., 131. Bd., I., 6. Heft, 1922. Die Erklärung der milden Polarklimate der Vorzeit erscheint nur auf dem von Brooks (The problem of warm polar climates, Quart. Journ. R. Met. Soc., April 1925) und mir betretenen Weg möglich. Polverschiebungen versagen da ganz; durch eine heißere Sonne würden schwerste Probleme für den Tropengürtel aufgeworfen. Die neuerdings von Simpson (Past Climates. Quart. Journ. R. Met. Soc., Juli 1927) betonte Wechselbeziehung zwischen Stromenergie und zonalem Wärmegefäll besteht wohl für den Luftaustausch, nicht aber in gleichem Maß für die Meeresströme, welche morphologisch mitbedingt sind. Durch den Eintritt dreier mächtiger Lauwasserströme in das arktische Becken würde dort die Temperatur unbedingt sehr erhöht, denn der dann entstehende starke Wasserstau würde auch kräftige Rückströme erzeugen.

kann man zunächst durch rechnerische Extrapolation schätzen. Der Umstand, daß das von Sartorius v. Waltershausen berechnete »Seeklima der Nordhalbkugel«, welches hauptsächlich aus den Temperaturen von in der Einflußsphäre der Golftrift stehenden Stationen abgeleitet war, bei seiner Ergänzung bis zum Pol einen dem Gefrierpunkt nahekommenden Wert ergab, gestattet es, sich bei der Extrapolation des Ausdrucks

$$t_\varphi = A \cos \varphi + B \cos^2 \varphi$$

zu bedienen.

Bestimmt man aus den vier Monatsisothermenkarten der Meeresoberfläche im Atlas der Deutschen Seewarte die mittlere Jahrestemperatur des Golfstromes am 20., 25., 30. und 35. Parallel, so erhält man mit den Werten $A = 27 \cdot 218$ und $B = 1 \cdot 911$ eine Wiedergabe der gemessenen Temperaturen mit einem Fehler von $\pm 0 \cdot 3$ und für t_{50} den Wert $18 \cdot 3$. Da nach Krümmel[1] zwischen 40 und 50° N, 35 und 45° W, also über der Golfstromtrift, die Meeresoberfläche im Jahresmittel um $1 \cdot 4°$ wärmer ist als die Luft, ist der vorige Wert auf $17 \cdot 0$ zu verringern; und weil die Wintertemperatur im ozeanischen Klima in den mittleren Breiten bei etwa $6 \cdot 0$ Jahresschwankung um $2 \cdot 5°$ unter dem Jahresmittel liegt, so findet man als durch eine kalte Gegenströmung nicht gedrückte Wintertemperatur über der Golftrift (t'_φ) am 50. Parallel $14 \cdot 5$. Bloß aus den Wassertemperaturen für die Monate November, Februar und Mai ergibt sich aus der Formel:

$$t_\varphi = 17 \cdot 871 \cos \varphi - 11 \cdot 454 \cos^2 \varphi$$

(mittlerer Fehler auch $\pm 0 \cdot 3$) $t_{50} = 16 \cdot 2$, sohin als Luftwärme rund $15 \cdot 0$ und — da das Dreimonatmittel November, Februar, Mai etwa $1 \cdot 5$ über der Wintertemperatur liegt — für diese der Wert $13 \cdot 5$.

Die vorige Temperaturabnahme ist fast ganz gleich der mittleren jährlichen im Antillenstrom, für welche man $A = 17 \cdot 742$, $B = 11 \cdot 340$ erhält.[2]

Die gesuchte Wintertemperatur ist auch mittels der von mir[3] bei meiner ersten Untersuchung über das tertiäre Polarklima aufgestellten Formel

$$(t - x) v b + t' v' b' = T (v b + v' b'),$$

O. Krümmel, Handbuch der Ozeanographie, I. Bd., p. 387.

Die fast dem Breitenkosinus proportionale mittlere jährliche Temperaturabnahme im Floridastrom ist die langsamste, für den Moçambiquestrom bekommt man $A = 11 \cdot 170$, $B = 17 \cdot 330$, für den Brasilstrom $A = 5 \cdot 116$, $B = 22 \cdot 984$, für den Kuro Siwo $A = 3 \cdot 226$, $B = 26 \cdot 840$. Die Summen $A + B$ übersteigen die Meerestemperaturen am Gleicher in den Ursprungsgebieten der Ströme, weil die Temperaturänderungen in den Tropen nur gering sind.

3 F. v. Kerner, Klimatogenetische Betrachtungen zu W. D. Matthew's Hypothetical outlines of the continents in tertiary times. Verhandl. d. Geolog. Reichsanst. 1910, Nr. 12.

in welcher t die Temperatur, v die Geschwindigkeit und b die Breite des vereinigten Florida- und Antillenstromes (am 30. Parallel), t', v' b', die entsprechenden Werte beim Labradorstrom bezeichnen und T die Oberflächentemperatur der Golfstromtrift am Polarkreis bedeutet, abschätzbar, wenn man für T die Trifttemperatur am 50. Parallel einsetzt. Jene Formel reduzierte sich, weil $t' = 0$ gesetzt werden konnte und sich für

$$v\,b \quad (v\,b + v'\,b')$$

ein einfaches Größenverhältnis ergab, auf den Ausdruck

$$(22 \cdot 9 - x)\; 6 \cdot 2 = 6 \cdot 7 \times 8 \cdot 2$$

und liefert, wenn man für T die Durchschnittstemperatur aus November, Februar und Mai am 50. Parallel, 12·3 einsetzt, als durch den Labradorstrom nicht verminderte Wasserwärme 16·3, entsprechend einer Luftwärme von 15·0 in der kühleren Jahreszeit und von 13·5 im Winter.

Ein rohes Ermittlungsverfahren für die gesuchte Temperatur bestünde darin, die Summe der negativen Abweichungen vom Mittel der Oberflächenwärme des atlantischen Ozeans in 50° Nordbreite auf das von der Golftrift eingenommene Bogenstück mit gewechseltem Vorzeichen zu übertragen. Die aus den Temperaturen auf jedem fünften Meridian zwischen Neufundland und England abgeleitete Durchschnittswärme der Oberfläche des Nordatlantik ist 10·6, die Summe 17·8 der drei negativen Abweichungen auf vier 5°-Längen mit 13·4 Temperatur (mit positivem Vorzeichen) aufgeteilt, ergibt 17·9, entsprechend einem Jahresmittel der Luftwärme von 16·5 und einem winterlichen Minimum derselben von 14·0.

Will man die gesuchte Temperatur auf Grund des akryogenen Seeklimas ermitteln, so ist die Annahme zu machen, daß bei diesem die positive Wärmeanomalie über der Golftrift im Verhältnis zur Verminderung des zonalen Wärmegefälls geringer wäre als beim heutigen Seeklima. Bei diesem ist nach Zenker's letzter Berechnung

$$t_0 - t_{50} = 19 \cdot 0.$$

Der Temperaturüberschuß im Bereich der Golftrift beträgt am 50. Parallel 12·5 — 7·1 = 5·4. Im akryogenen Seeklima ist

$$t_0 - t_{50} = 28 \cdot 0 - 13 \cdot 0 = 15 \cdot 0$$

und für die Temperatur über der Golftrift ergibt sich dann im Jahresmittel 13·0 + 4·3 = 17·3 und im Winter 17·3 — 2·5 = 14·8.

Bei dieser letzten Schätzungsart kommt der Bestand eines kühlen aber nicht eisführenden Gegenstromes in Betracht; seinen Wärme mindernden Einfluß gleicht aber die höhere äquatoriale Anfangstemperatur im akryogenen Seeklima aus. Bei den vorigen

Schätzungen sind die kühlenden Einflüsse der aus dem Polarbecken rückkehrenden Wässer schon im zonalen Temperaturgefälle mitenthalten. So kommt man auf vier voneinander unabhängigen Wegen zum Ergebnis, daß bei vorherrschender Eisfreiheit des arktischen Beckens, wie sie für das Alttertiär vorauszusetzen ist, die Golftrift um 4·0° wärmer am 50. Parallel ankam (jetzt 10·0 in 20° W. v. G.).

Für die Richtigkeit jener Wege spricht es, daß, wenn man auf dem ersten und vierten derselben die Wintertemperatur einer nicht unterkühlten Golftrift am Polarkreis bestimmt, fast dieselben Werte erhält wie auf dem zweiten Weg, welcher — ursprünglich zum Zweck dieser Wertbestimmung beschritten — auch wieder bei seiner Begehung zwecks der bezüglichen Wertermittlung am 50. Parallel in die Nähe der auf den anderen beiden Wegen erzielten Werte führt. Als nicht erniedrigte Golftemperatur am Polarkreis ergibt nämlich die Kosinusformel genau übereinstimmend mit der Strommischungsformel, 8·9 und die Ermittlung auf Grund des akryogenen Seeklimas 8·5. (Der dritte Weg ist für den Polarkreis nicht gangbar.) Der Mangel einer Rücksichtnahme auf die Zeitverschiedenheit macht sich in der Strommischungsformel wohl insofern kaum störend geltend, als die Golfstromwärme in den niedrigen Breiten nur eine geringe Jahresschwankung zeigt und die Temperatur des Labrador wegen der mit wachsendem Sonnenstand zunehmenden Eisbergschmelze das ganze Jahr hindurch niedrig bleibt.

Die Wintertemperaturen der am 50. Parallel gelegenen Orte in Westeuropa hängen, weil die vom Ozean kommenden Winde eine südliche Komponente haben, von den im ganzen mittleren Breitengürtel des Nordatlantik herrschenden thermischen Zuständen ab. Weil aber das konstante Glied einer jeden der von mir für die fünften Parallele zwischen 55 und 35° aufgestellten Formeln der stenomorphogenen Wintertemperaturen in Europa naturgemäß die Golftrifttemperatur in 20° W auf dem betreffenden Parallel ist, so wurden die vorigen Ermittlungen für den 50. Breitenkreis gemacht. Die analog durchgeführten Schätzungen für $\varphi = 45°$ lassen — wie zu erwarten — ungefähr denselben Wärmezuwachs erkennen. Die heutige Wintertemperatur über der Golftrift in 45° Breite ist 12·5 und es ergaben die erste Kosinusformel 16·5, die zweite 15·5, die Strommischungsformel 17·0, die Übertragung der negativen Abweichungen 16·5 und die Ermittlung auf Grund des akryogenen Seeklimas ebenfalls 16·5.

Der gefundene Wärmezuwachs von 4 bis 4·5 stellt insofern einen Mindestwert dar, als er dem Vorherrschen einer sich knapp über dem Gefrierpunkt stark bewegten Meerwassers haltenden Wintertemperatur im arktischen Becken entspricht. Vielleicht war sie höher. Die von Heer bestimmten Orthotemperaturen für die den »südlichsten Anstrich« zeigenden arktischen Tertiärpflanzen kommen den jetzt am Genfer See herrschenden Temperaturen gleich. Genf

hat ein Jännermittel von genau 0·0, Montreux ein solches von 0·9. Die Voraussetzung für die Gültigkeit des gefundenen Wertes ist eine der heutigen ähnliche Entwicklungsmöglichkeit des Golfstromes im Paläogen. Sie erscheint wie an anderer Stelle von mir[1] näher erörtert wurde — bei Matthew's Rekonstruktionen für das Eozän und Oligozän im wesentlichen erfüllt.

Betreffs der winterlichen thermischen Beeinflussung des alttertiären Europa durch die Verbindung des Mittelmeeres mit dem indischen Ozean schien es mir,[2] daß die einfache Annahme Heer's, jener Einfluß hätte in einer Temperaturerhöhung um 4° C. bestanden, nicht leicht durch eine bessere ersetzbar sei. Derselben Ansicht ist Brooks,[3] indem er 7° F. als derzeit bestmöglichen Näherungswert ansieht. Die Strömungsvorgänge im indomediterranen Gebiet lassen sich, wie damals betont wurde, nicht nach Analogie mit heutigen Sachlagen ableiten; man kann sie nur auf Grund der allgemeinen Gesetze der Strommechanik beurteilen. Dafür, daß die winterliche Nordostpassattrift des indischen Ozeans im Paläogen um die Nordostecke Afrikas bog, ist das heutige Verhalten des Agulhasstromes beweisend.

Nach jenem Herumbiegen dürfte sich die Strömung westwärts gewandt haben, um dann eine Gabelung zu erfahren. Ihre linksseitigen Randpartien mochten in den Aspirationsbereich des Kanarienstromes geraten und längs der Nordküste Afrikas westwärts geflossen sein. Ihre mittleren Teile wurden wohl in einem gegen rechts offenen Bogen auf der Ostseite der westeuropäischen Halbinsel nach N geführt und zum Ersatz der in der Nordhälfte des Mittelmeeres unter der Herrschaft westlicher Winde nach O entführten Wässer herangezogen. Die östlichen Randpartien des indischen Stromes mochten aber schon früher gegen diese Westwindtrift abkurven.

Für diese Stromteilung könnte man etwa — mutatis mutandis, nämlich nach Vertauschung von N und S und nach Versetzung in subtropische Breiten — die jetzt im Südwinter im tropischen Südpazifik sich zeigenden Verhältnisse zum Vergleich heranziehen. Dort erfährt die Südostpassattrift gegenüber der Keppelbai eine Gabelung; ihr einer Ast strömt durch die Torresstraße nach W, ihr anderer wendet sich längs der subtropischen Ostküste Australiens polwärts, um dann in die Westwindtrift einzubiegen. Die Westtrift im paläogenen Mittelmeer konnte aber nicht kräftig sein, weil sie sich erst auf der Ostseite der westeuropäischen Halbinsel als ablandige Wasserbewegung entwickelte. Ob ihrer nicht großen Stärke mochte sie im Winter durch die Ostwinde am Südrand des dauernden Antizyklons über dem paläarktischen Festland noch ein wenig geschwächt worden sein. So konnte sie auch keine starke

---

Klimatogenetische Betrachtungen, p. 13, und Synthese der Winterklimate, p. 49.
Synthese der Winterklimate, p. 53.
3 C. E. P. Brooks, Climate through the ages, p. 155.

saugende Wirkung ausüben. Bei solcher Sachlage ist die Annahme statthaft, daß der indische Strom bis zur Nordostecke Afrikas die Temperatur eines starken Warmstromes im akryogenen Seeklima hatte, von dort bis zum Nordsaum des Mittelmeeres aber nur die Hälfte des Wärmeüberschusses eines solchen Stromes über die Seeklimatemperatur aufwies.

Als mittlere Luftwärme über dem Strom ergibt sich dann — wenn man für $\varphi = 30°$ die Temperatur über dem Antillenstrom, 22·0 einsetzt, die einem Wärmevorsprung von 3·2 vor der Seeklimatemperatur gleichkommt, für den 30. Parallel 22·5+2·4 = 24·9 (es ist $t_0 - t_{30}$ im Seeklima 7·3, im akryogenen Seeklima 5·5) und als Wärmeabnahme bis $\varphi = 50°$ erhält man im Mittel aus 24·9 bis 17·3 (Abnahme über einem warmen Strom im akryogenen Seeklima) und 22·5 bis 13·0 (Abnahme im stromlosen akryogenen Seeklima) 8·5 und sohin als mittlere Temperatur am 50. Parallel 16·4. Dieser Parallel wurde ostwärts von der böhmischen Masse vom Nordrand des Nummulitenmeeres tangiert. Als Wärmeabnahme von $\varphi = 30°$ bis $\varphi = 45°$ bekommt man für einen Strom von der halben Stärke der Golftrift 6·5 und als Mitteltemperatur am 45. Parallel 18·4.

Die abkühlenden Einflüsse, welche in diesen Zahlen wie in den für die paläogene Golftrift gefundenen mitenthalten sind, entsprechen — da hier ein Zutritt kühler Wässer vom Pol her wegfällt — dem Aufquellen von Bodenwasser an der Ostseite der westeuropäischen Halbinsel[1] wegen der schon erwähnten Ablandigkeit der durch den Nordteil des Mittelmeers geflossenen Westwindtrift. Auftriebwasser konnte auch im akryogenen Seeklima bei entsprechendem Bodenrelief als Kältequelle eine bedeutende Rolle gespielt haben, weil ja auch in diesem Klima in zirkumpolaren Meeresbecken gegen Ende der Winternacht ein Absinken von nahe bis zum Gefrierpunkt abgekühltem Wasser möglich war. Für den 40. und 35. Parallel erhält man (in analoger Weise wie die vorgenannten Werte für $\varphi = 50°$ und $\varphi = 45°$) als mittlere Jahrestemperaturen im Westteil des paläogenen Mittelmeeres 21·1 und 23·1. Da die jetzigen Jahrestemperaturen über dem Mediterranmeer in 40 und 35° Breite 17·0 und 19·0 sind, ergibt sich als Wärmezuwachs für diese beiden Breiten 4·1. Aber auch für den 45. und 30. Parallel, für welche die jetzt im Mediterrangebiet (inklusive Suezkanal) ablesbaren Seeklimawerte durch die Nachbarschaft von Land stark beeinflußt sind, Pola 14·0, Suez 21·3, erhält man als Wärmezunahmen die wenig abweichenden Werte 4·4 und 3·6, was im Durchschnitt auch 4·0 gibt.

Die Übereinstimmung mit der Schätzung von Heer, welche auf der Annahme beruhte, daß der indische Strom in der Alttertiärzeit

---

[1] Die sichelförmige Landzunge, welche sich vom französischen Zentralplateau über die Monts de Maures, Korsika, Sardinien, den Djebel Gouffi und den Djebel Djurdjura zur Sierra nevada erstreckte und außer bei Matthew auch bei anderen Paläogeographen, so bei Stromer und Kossmat aufscheint.

auf Mitteleuropa dieselbe wärmeerhöhende Wirkung gehabt habe wie jetzt der Golfstrom auf Westeuropa, erklärt sich bei dem Umstand, daß die Temperaturen des akryogenen Seeklimas ein wenig höher sind als die in gleicher Breite im Golfstrom, daraus, daß Heer jene wärmeerhöhende Wirkung etwas zu niedrig eingeschätzt hat. Im Winter war jene Wirkung jedenfalls größer als im Jahresmittel. Die Wintertemperaturen im heutigen Mittelmeer lassen sich hier zur Beurteilung nicht heranziehen, weil sie gegenüber jenen in einem Seeklima stark gedrückt sind. Man könnte hier die Differenzen zwischen Jahresmittel und Winter höchstens mit halbem Betrag in Rechnung stellen und bekäme dann — weil diese Differenz jetzt am ligurischen Golf 7° beträgt — als die einer Jahrestemperatur von 14·0 in $\varphi = 45°$ zugehörige Wintertemperatur 10·5. Dem Jahresmittel von 18·4 am selben Parallel im paläogenen Mittelmeer entspräche — nach Analogie mit den früher erörterten Verhältnissen im Golfstromgebiet — eine Wintertemperatur von 16·0. Das wäre eine Wärmeerhöhung gegenüber der Gegenwart um 16 — 10·5 = 5·5. In diesem Betrag wäre sie auch noch für den 50. Parallel anzusetzen.

Man bekommt dann als Wintertemperatur in

$$\varphi = 50, \quad \lambda = 10\,\text{E.}, \quad t = 2\cdot 0 + 4\cdot 5 + 5\cdot 5 = 12\cdot 0.$$

Einer Jahrestemperatur von 16·4 in $\varphi = 50$ über der indischen Trift entspräche eine Wintertemperatur von 14·0. Nun wehten über die nach O gerichtete Trift am Nordsaum des eozänen Mittelmeeres kalte Nordostwinde aus der rechten Flanke des winterlichen Antizyklons über der Paläarktis, gleichwie jetzt der nach NO fließende Golfstrom von kalten, aus dem nordamerikanischen Festland kommenden Nord- und Nordwestwinden überweht wird. Weil die Winterluft über dem Golfstrom an der Ostküste Nordamerikas in den mittleren Breiten um 14° kälter ist als am gleichen Parallel in der Mitte des Ozeans, kann man die abkühlende Wirkung jener paläarktischen Winde — wegen der geringen Größe des Ursprungsgebietes — auf mindestens 7° veranschlagen.

Da sich die stenomorphogene Wintertemperatur in $\varphi = 50°$, $\lambda = 20°$ E, wo der Nordsaum des Nummulitenmeeres den 50. Parallel tangierte, zu 1·6 ergab und die thermische Fernwirkung der Golftrift zu 4·5 gefunden wurde, würde dort eine Wintertemperatur von 14+6 erwachsen sein. Dann war sie wegen der abkühlenden Winde 20 — 7 = 13. Die oben gefundene gleichzeitige Temperatur von 12 in $\lambda = 10°$ E, bringt dann eine wärmemindernde Wirkung des Küstenabstandes dieses Punktes von 1·4 zum Ausdruck.

Außer dem nun ermittelten morphogenen Wärmezuwachs aus W und SO ist noch ein solcher Zuwachs zu erwägen. Die winterlichen Wärmeminderungen ostwärts von der Golfstromtrift erscheinen als das thermische Ergebnis der Abschwächung der

gegen O ziehenden Zyklonen bei ihrem Kampf gegen den eurasiatischen Luftdruckblock. Letzterer würde unabhängig von seiner Osterstreckung als Hemmnis für das Vorrücken der Zyklonen wirksam sein, wenn der höchste Barometerstand erst an der Ostküste Asiens einträte. Nun ist der Scheitel des ostsibirischen Luftdruckgewölbes aber doch am 50. Parallel um den vierten Teil der Längenausdehnung Eurasiens von dessen Ostküste entfernt. So konnte der Luftdruckblock über der Paläarktis westlich vom Obischen Meer doch nur drei Vierteile jener zyklonenhemmenden Wirkung ausüben, welche er ohne das Dazwischentreten dieses Meeres ausgeübt hätte. Da nach meinen Formeln der winterliche Wärmeabfall von 20° W bis 10° E am 50. Parallel bei Matthew's Rekonstruktion des Eozäns 8 betrug (jetzt 9·4), ist eine Minderung desselben um 2 zu erwägen. Bringt man dann noch eine Höhenkorrektion von — 1 an, für eine mittlere Landerhebung von 200 *m*, so erhält man als Wintertemperatur in Mitteldeutschland zur Eozänzeit 13·0.

Dieser Wert gilt für ein Winterperihel bei der heutigen, etwas unter dem Mittel liegenden Ekliptikschiefe und der heutigen geringen Exzentrizität der Erdbahn. Für ein Winterperihel bei dem Minimum der Schiefe der Ekliptik und dem Maximum der Exzentrizität ergaben meine[1] auf die Berechnungen Spitaler's[2] gestützten Rechnungen als Wintertemperatur in $\varphi = 50°$ und $\lambda = 10°$ E bei Matthew's Rekonstruktion des Eozäns 5·0. Der indische Meeresstrom war da nicht in Rechnung gestellt. Da aber bei $e =$ max., $\varepsilon =$ min., $\pi = 270$ die taxigene Beeinflussung der Wärmewirkung eines aus den Tropen kommenden Stromes von der bei der heutigen Erdstellung nur um 0·1 abweicht, wird der vorige Wert durch Rücksichtnahme auf die Verbindung des Mittelmeeres mit dem Indischen Ozean nicht geändert und resultiert als höchstmögliche morphogene + taxigene Wintertemperatur am bezeichneten Ort 16·0. Dagegen fand ich für ein Sommerperihel bei dem Maximum der Ekliptikschiefe und dem Maximum der Bahnexzentrizität als Wintertemperatur am Schnittpunkt des 10. östlichen Meridians mit dem 50. Parallel bei der genannten Rekonstruktion — 2·6. Da auch bei $e =$ max., $\varepsilon =$ max., $\pi = 90$ die erwähnte taxigene Beeinflussung mit der bei der heutigen Erdstellung übereinstimmt und die Bezugnahme auf den indischen Strom keine Wertänderung bedingt, erwächst als tiefstmögliche morphogene + taxigene Wintertemperatur am bezeichneten Koordinatenschnittpunkte 8·4.

Die vorigen Zahlen sind auf Grund der von Spitaler für die äußersten Werte der Ekliptikschiefe (Berechnungen von Schubert) und Bahnexzentrizität (Berechnungen von Le Verrier) bestimmten See- und Landklimatemperaturen erhalten worden.

---

[1] F. Kerner, Der Einfluß der variablen Erdbahnelemente auf das morphogene Wärmebild Europas im Tertiär. Diese Sitzungsber. IIa, 134. Bd., 1925, Tab., p. 133.

[2] R. Spitaler, im großen Werke »Das Klima des Eiszeitalters«. Prag 1921.

Sie stellen so Grenzfälle dar, die wohl gar nie erreicht wurden. Schränkt man den taxigenen Wärmespielraum auf die Hälfte ein, so resultieren die Grenzwerte 14·1 und 10·3. In dem $4^1/_2$ Jahrmillionen umfassenden Zeitraum, für welchen Farland die Exzentrizität der Erdbahn berechnete, fallen zehn Werte von $e > 0 \cdot 055$, wobei allerdings während zweier Zeitspannen von 1360 und 1180 Jahrtausenden nur Werte von $e < 0 \cdot 050$ erreicht werden. Der arithmetische Durchschnitt der taxigenen Extreme, welcher bei zahlenmäßigen Schätzungen von Paläotemperaturen zunächst in Betracht kommt, ist im vorliegenden Fall 12 2.

Die gefundenen Zahlenwerte entsprechen der durch den heutigen Vulkanismus erzeugten Wärmeminderung gegenüber den Temperaturen auf einer vulkanlosen Erdoberfläche mit gänzlich staubfreier Hülle. Nach Humphreys[1] würde die Depression der mittleren Luftwärme durch den jetzigen Gehalt der Lufthülle an vulkanischem Staube 1° F. betragen. Nach Ansicht dieses Gelehrten hängt die Wärmeminderung durch diesen Staub von der Heftigkeit der explosiven Vorgänge und nicht von der vulkanischen Aktivität im ganzen ab. Brooks[2] betont aber, daß es unmöglich wäre, eine Zeitkurve für die erstere Variable allein zu entwerfen und hat darum hauptsächlich auf Grund der Dicke der Effussivdecken die vulkanischen Kraftäußerungen in den einzelnen Phasen der Vorzeit in eine żehnteilige Skala gebracht. Hiebei wurde von ihm die Jetztzeit in die zweite; das jüngere Eozän in die vierte Kraftstufe gestellt.

Durch passende Heranziehung der in der Meteorologie mit so großem Erfolg angewandten Korrelationsfaktorenbestimmung erhielt Brooks als die der Einheit seiner vulkanologischen Skala entsprechende Wärmeminderung $-0 \cdot 42$ F., einen Wert, der ziemlich gut zu Humphreys' Annahme stimmt, wenn die Einschätzung des heutigen Vulkanismus als Kraftstufe 2 zutreffend ist. Bei Rücksichtnahme auf den Staubgehalt der Atmosphäre im jüngeren Eozän wären sonach die angeführten Wintertemperaturen um $0 \cdot 82°$ F. $= 0 \cdot 5°$ C. zu erniedrigen.

Hiemit erscheint alles in Rechnung gestellt, was für eine zahlenmäßige Schätzung der eozänen Wintertemperatur in $\varphi = 50$, $\lambda = 10$ E in Betracht kommt, sofern man alle hypothetischen Klimafaktoren ausschließt. Betreffs der von der Sonne ausgestrahlten Wärmemenge ist es sicher, daß sie — obschon die Realität ihrer spektrobolometrisch bestimmten täglichen Änderungen noch kürzlich bezweifelt wurde,[3] — innerhalb enger Grenzen

---

[1] W. J. Humphreys, Volcanic dust and other factors in the production of climatic changes and their possible relation to ice ages. Philadelphia 1913, und Physics of the air, Philadelphia 1920.

[2] Brooks, Climate through the ages, II. Teil, Kap. XII.

[3] F. Linke, Die angeblichen Schwankungen der Solarkonstanten. Meteorolog. Zeitschr. 1924, März.

zeitlich schwankt. Hypothetisch wäre aber die Annahme, daß deswegen an den vorigen Werten eine Korrektion von bestimmter Größe anzubringen sei.

Wenn die Schätzung sehr gründlich geschah, so rechtfertigt sich dies damit, daß das von ihr erwartete Ergebnis nicht bloß für die Bildungsfrage der deutschen Kaoline, sondern auch für das Problem des europäischen Tertiärklimas überhaupt bedeutsam zu werden versprach.

So sei erwähnt, daß jene Wintertemperaturen, die sich für die einige Breitengrade südlich von den deutschen Kaolinfundstätten liegenden Schweizer Fundorte von unteren Molassepflanzen ergeben, jenen entsprechen, welche Heer auf Grund seiner viel beargwöhnten engen thermischen Analogieschlüsse forderte.

Die Sommertemperatur in $\varphi = 50$, $\lambda = 10$ E erfuhr durch die größere Meeresbedeckung Europas im Paläogen eine Minderung, welche nach meinen Formeln bei Matthew's Rekonstruktion für das Eozän $-0 \cdot 8$ und für das Oligozän $-1 \cdot 5$ betrug. Als Sommerwärme über einer nicht durch eisführendes Polarwasser abgekühlten Golftrift ergibt sich für den 50. Parallel — wenn man den Überschuß der Julitemperatur über das Jahresmittel zu $3 \cdot 5$ annimmt (er ist im Golfgebiet größer als die Differenz Jänner-Jahr) — nach der für das Mittel des Jahres erhaltenen Kosinusformel $20 \cdot 5$. Aus den Golftrifttemperaturen im August zwischen $\varphi = 20$ und $\varphi = 40$ leitet sich die Formel:

$$t\varphi = 40 \cdot 977 \cos \varphi - 10 \cdot 898 \cos^2 \varphi$$

ab, welche für $\varphi = 50$, $t = 21 \cdot 8$ gibt. Dieser Wert ist, weil im Sommer im Golfstromgebiet die Luft um $0 \cdot 2$ wärmer ist als die Oberfläche des Wassers, auf $22 \cdot 0$ zu erhöhen und dann auf $21 \cdot 0$ zu mindern, weil nach den Kärtchen der Monatstemperaturen im Seewarteatlas des Atlantischen Ozeans in den drei Fünfgradfeldern zwischen $\varphi = 45°$ und $\varphi = 50°$ und $\lambda = 30$ bis $\lambda = 15°$ W die Augustwärme um $1 \cdot 0$ höher ist als die Juliwärme. Bei Benützung der Strommischungsformel (siehe oben) zwecks Schätzung der gesuchten Sommerwärme ist t' mindestens mit $4 \cdot 0$ (mittlere Temperatur des Labrador am 60. Parallel im August) in Rechnung zu stellen. Setzt man t (Augusttemperatur des Floridastromes in $\varphi = 30°$) $= 28 \cdot 0$ und T (Augusttemperatur der Golftrift in $\varphi = 50°$) $= 16 \cdot 5$, so erhält man als gleichzeitige Oberflächenwärme einer nur beschränkt abgekühlten Golftrift $20 \cdot 5$. Die Julitemperatur der aufruhenden Luft ist dann $19 \cdot 7$. Fügt man zu dem durch das oben an dritter Stelle genannte Verfahren erhaltenen Jahresmittel der Luftwärme die Wärmedifferenz Mittsommer-Jahr im Betrag von $3 \cdot 5$ hinzu, so erhält man $20 \cdot 0$. Die Ableitung der Sommertemperatur aus dem akryogenen Seeklima liefert im selben Fall den Wert $20 \cdot 8$. Im Mittel aus diesen fünf Schätzungen findet

man als sommerliche Wärmesteigerung gegenüber der Jetztzeit $20 \cdot 5 - 16 \cdot 5 = 4 \cdot 0$.

Betreffs der Stromverhältnisse im indomediterranen Meer des Paläogens sprach ich schon bei früherem Anlaß (klimatogenetische Betrachtungen, p. 13) die Meinung aus, daß sie jahreszeitlich wechselnde waren. Allerdings konnte das Angaraland keine solche sommerliche Umwälzung der Dinge im Nordindik hervorrufen, wie das heutige Asien. Es ist aber anzunehmen, daß das im Südteil jenes Festlandes zur Ausbildung gelangte Sommertief im arabischen Meer ständigen Westwind erzeugte, welcher den längs der Ostküste Afrikas aufgestiegenen Nordäquatorialstrom gegen die indische Küste hindrängte und so von einem Eintritt in das Mittelmeer fernhielt. Zumindest hätte der Strom durch reichliches Abkurven von Stromfäden gegen O eine bedeutende Schwächung erfahren.

Bei dieser Sachlage ist als sommerliche Wärmeabnahme im Mittelmeer zwischen 30° und 50° Breite das zonale Wärmegefäll im stromlosen akryogenen Seeklima einzusetzen. Man erhält dann als Mittsommertemperatur über dem Nordrand des Meeres am 50. Parallel (östlich von der herzynischen Masse) $24 \cdot 9 - 9 \cdot 5 + 3 \cdot 5 = 18 \cdot 9$, abgerundet $19 \cdot 0$. Gegenüber einer schon vom Gleicher ab dem akryogenen Seeklima gemäßen Wärmeabnahme bedeutet dieser Wert eine Verlangsamung um $19 - (13 \cdot 0 + 3 \cdot 5) = 2 \cdot 5$. Dieses Maß der wärmeerhöhenden Wirkung des indischen Stromes im Sommer ist zugleich jenes, welches den vorigen Schätzungsergebnissen: winterliche Wärmesteigerung $5 \cdot 5$, mittlere jährliche Wärmeerhöhung $4 \cdot 0$, entspricht.

Die große Jahresamplitude der thermischen Wirkung des indischen Stromes erscheint als eine Folge des jährlichen Wechsels seiner Richtung und Stärke. In der geringen jährlichen Änderung des thermischen Einflusses der Golftrift spiegelt sich dagegen jene relative Beständigkeit der Strömungsverhältnisse im Nordatlantischen Ozean wieder, mit welcher die Darstellung dieser Verhältnisse durch nur ein Strombild gerechtfertigt wird,[1] abgesehen von der Zugabe eines zweiten Kärtchens für den Guineastrom. Nimmt man mit Zenker als Mittelwärme im reinen Seeklima am 50. Parallel $7 \cdot 0$ und denselben Betrag als Amplitude an, so ergibt sich als temperaturerhöhende Wirkung der Golftrift in $\lambda = 20°$ W $10 \cdot 0 - 3 \cdot 5 = 6 \cdot 5$ im Jänner und $16 \cdot 5 - 10 \cdot 5 = 6 \cdot 0$ im Juli.

Die Golftrift würde auch bei sehr vermindertem Wärmegefälle zwischen Gleicher und Pol, wie es beim Bestand eines auch im Winter offen bleibenden arktischen Meeres im Sommer Platz griffe, in den Mittelbreiten kräftig fließen. Die Druckdifferenzen, aus welchen das großartige Phänomen der Passatwinde und Passattriften erwächst, entwickeln sich in einem Erdgürtel mit geringen Temperaturunterschieden. Wo aber in den Tropen ein gewaltiger

---

[1] Erläuternde Bemerkungen zu den Karten des Seewarteatlas des Atlantischen Ozeans, Tafel 3.

Abtransport von Wassermassen nach W erfolgt, muß — beim Bestand meridional verlaufender Küsten — in den Mittelbreiten auch ein bedeutender Rücktransport nach O hin erfolgen. Der Wasserkreislauf zwischen den Mittelbreiten und dem Pol würde sich dann allerdings auf ein Mindestmaß abschwächen.

Aus der obigen Schätzung erhellt, daß die Verbindung des Mittelmeeres mit dem Indischen Ozean im Sommer auf Westeuropa keine temperaturerhöhende Wirkung ausübte. Denn aus der Wärmezufuhr durch die Golftrift und dem erwärmenden Einfluß der Landbedeckung erwuchs schon eine höhere Temperatur als die von SO hergebrachte. Gleichwie das geänderte Erdbild im Gebiet Westasiens — wie oben gezeigt wurde — im Winter noch eine thermische Wirkung auf Westeuropa ausübte, welche in den von mir für diese Jahreszeit entwickelten Formeln der stenomorphogenen Komponente noch nicht zum Ausdruck kommt, bedingte dieses geänderte Bild auch eine sommerliche Wärmewirkung, die in meinen für den Sommer aufgestellten entsprechenden Gleichungen nicht einbezogen ist. Indem diese Gleichungen auf den jetzigen Verhältnissen fußen, ergeben sie jenen Wärmeanstieg gegen O, welcher zu der einer wachsenden Kontinentalität entsprechenden Bewölkungsänderung paßt. Die Thalassokratie im indomediterranen Gebiet zur Eozänzeit hatte aber die Ausbreitung sommerlichen Hochdrucks im O und wohl auch ein etwas weiteres Vordringen desselben gegen N zur Folge. Dies brachte eine Abnahme der Bewölkung und eine Wärmezunahme mit sich. Schätzt man, daß sich hiebei die Sommerisonephen um ein paar Breitengrade polwärts verschoben, so wäre, weil jetzt am Ostabhang des Azorenhochs ($B = 763$ *mm*) die Julibewölkung in Coimbra (40°10′) 4·2, in St. Martin de Hinx (43°35′) 5·4 beträgt, wohl auch noch am 50. Parallel eine Bewölkungsabnahme um ungefähr eine Stufe der zehnteiligen Skala erwachsen, und weil die Temperaturdifferenz zwischen ganz trüben und ganz heiteren Tagen im Juli im Mittel aus Paris (48°50′) und Prag (50°5′) 5·1 beträgt, würde jener Bewölkungsabnahme eine Wärmesteigerung von 0·5 entsprochen haben.

An dem für $\varphi = 50$ und $\lambda = 10$ E so gewonnenen Werte von $16 \cdot 5 + 4 \cdot 0 + 2 \cdot 4$ (Landeinfluß; jetzt $3 \cdot 2$) $+ 0 \cdot 5$ wäre eine sommerliche Höhenkorrektion von $-0 \cdot 7 \times 2$ anzubringen und — wie bei der Wintertemperatur — ein Betrag von 0·5 wegen des höheren Staubgehaltes der Lufthülle abzuziehen. Dann wird 21·5 als Sommertemperatur in Mitteldeutschland zur Lutétienzeit für die heutige Erdstellung erhalten. Für $e = \max.$, $\varepsilon = \max.$, $\pi = 90$ ergibt sich nach den von mir mit Spitaler's Werten durchgeführten Bestimmungen 24·7, für $e = \max.$, $\varepsilon = \min.$, $\pi = 270$ aber 19·5. Schränkt man aus dem früher angeführten Grund, wie bei der Wintertemperatur, den taxigenen Spielraum auf die Hälfte ein, so resultieren die Grenzwerte 23·4 und 20·8. Der arithmetische Durchschnitt ist 22·1.

So ergibt sich für $\varphi = 50°$, $\lambda = 10°$ E v. G., $h = 200$ für das Mitteleozän (Rekonstruktion von Matthew) die folgende Übersicht:

Erdstellung	Mittlerer Wintermonat	Mittlerer Sommermonat
Große Exzentrizität. Winterperihel..	13·6	20·8
Heutige	12·5	21·5
Mittlere	11·7	22·1
Große Exzentrizität. Sommerperihel....	9·8	23·4

Hält man unter den jetzt auf der Erde herrschenden Temperaturverhältnissen Umschau, so findet man den vorstehenden mehr oder minder nahe kommende auf Gebirgen der äußeren Tropen und in niedrigen Lagen der ozeanischen Subtropen vor. Als unübertroffene Fundgrube für verläßliche Temperaturmittel aus allen Teilen der Erde bietet sich Hann's Handbuch der Klimatologie dar.

	Ausgeglichenes Solarklima	Mosselbai Kap Südküste	Neu Freiburg Orgelgebirge
W.	13·6	13·7	13·6
S.	20·8	20·6	20·3
φ..	50	— 34°11'	— 22°19'
h.	200	32	876

	Heutiges Solarklima	Bunbury Westaustralien	Alpina Orgelgebirge
W.	12·5	12·3	13·0
S.	21·5	21·1	21·1
φ..	50	— 33°18'	— 22°40'
h....	200	5	800

	Mittleres Solarklima	Sydney Südostaustralien	Lovedale Natal
W.	11·7	11·3	11·2
S.	22·1	21·9	21·7
φ..	50	— 33°51'	— 32°40'
h.	200	45	524

	Verschärftes Solarklima	Buenos Aires Argentinien	Springbokfontein
W.	9·8	10·1	10·0
S.	23·4	23·1	23·1
φ....	50	— 34°37'	— 29°40'
h..	200	22	975

Auch auf der Nordhemisphäre zeigen sich Analogien, obschon es da schwerer fällt, Orte zu finden, bei denen die Differenzen gegen die verglichene Paläotemperatur 0·5° nicht übersteigen.

	Ausgeglichenes Solarklima	Mogador Marokko	Angra Azoren
W.	13·6	13·9	13·7
S.	20·8	20·3	21·8
φ.	50	31°31'	38°39'
h.	200	10	40

	Heutiges Solarklima	Laguna Kanaren	Diego Kalifornien
W.	12·5	12·2	12·2
S.	21·5	21·9	20·4
φ.	50	28°30'	32°43'
h.	200	550	41

	Mittleres Solarklima	Casablanca Marokko	Saltillo Mexiko
W.	11·7	11·9	11·3
S.	22·1	22·9	22·9
φ.	50	33°37'	25°25'
h.	200	17	1640

	Verschärftes Solarklima	Mahon Balearen	Valencia Spanien
W.	9·8	9·9	9·2
S.	23·4	23·7	23·8
φ.	50	39°53'	39°28'
h.	200	45	20

(W und S. bezeichnen im vorigen die Temperaturen des kühlsten und wärmsten Monats, welche nicht stets zugleich der mittlere Winter- und mittlere Sommermonat sind.)

Das im vorliegenden Fall wichtigste Ergebnis des angestellten Vergleiches ist die Erkenntnis, daß die geschätzten Alttemperaturen mit jenen auf den Stationen des Orgelgebirges fast übereinstimmen, in dessen Bereich Atterberg kaolinführende Verwitterungsböden nachwies und zugleich jenen nahe kommen, welche sich für das vorerwähnte Kaolinlager in der Serra Paranapiacaba ergaben. Es erhellt daraus, daß zur Lutétienzeit in Mitteldeutschland die thermischen Bedingungen für Kaolinbildung erfüllt waren. Das Mitteleozän war nur die vorletzte Phase der Landperiode, welche für die präoligozänen Kaoline Deutschlands als Bildungszeit in Betracht kommt. Ihr Beginn fiel schon in den Jura. Die älteren Laterisierungen waren aber der Abtragung stark ausgesetzt und Harrassowitz[1] glaubt, daß sich aus der Kreidezeit nur mehr wenige Reste erhalten hätten. Dann würde der Nachweis eines den heutigen Wärmeverhältnissen in der Serra do mar analogen thermischen Klimas im Eozän schon die Bildung eines Großteils der präoligozänen Kaoline Deutschlands erklären. Es können aber die für das Mitteleozän erschlossenen und auf das Ober- und

---

[1] H. Harrassowitz, Laterit, p. 163 (415).

Untereozän übertragbaren thermischen Zustände angenähert auch noch als für die Kreidezeit geltend betrachtet werden, weil ja die Grundzüge des eozänen Kartenbildes von Süd- und Mitteleuropa: insularer Charakter und Nachbarschaft lauer Meeresströme im W und O, schon im jüngeren Mesozoikum vorhanden waren. Was dagegen das Paläozän (Protozän Stache's) betrifft, so zeigt Matthew's Karte des Postcretaceous, welche den Höhepunkt der Geokratie an der Wende des Mittelalters und der Neuzeit der Erde ausdrücken soll und so dem Montien (Flandrien) und unteren Thanétien (unteren Heersien) entspricht, eine Landbrücke zwischen Asien und Afrika. Eine solche hätte nach dem vorhin Gesagten die Wintertemperatur in Deutschland um mindestens 5·0 erniedrigt; die Kaolinbildung hätte dann eine Unterbrechung erfahren. Gegenüber dieser großen Änderung der eurymorphogenen Komponente treten die stenomorphogenen + taxigenen Wärmedifferenzen gegen das Mitteleozän an Größe ganz zurück; sie bewegen sich zwischen 0·1 und 0·4.

Die für das insulare Europa einer Phase des Paläogens gefundenen Wärmezustände sind eine starke Stütze der Ansichten, welche Brockmann-Jerosch[1] über die europäischen Tertiärfloren entwickelt hat. Nach ihm weisen diese Floren nicht auf ein tropisches oder subtropisches, d. h. sommerheißes Klima hin, sie erheischten nur ein thermisch ausgeglichenes ozeanisches Klima. Die Ausgleichung bestand in einer starken Erhöhung der Wintertemperatur bei nur geringer Änderung der Sommerwärme. Es war unzutreffend, wenn Heer für das Klima, in welchem die Pflanzen der Meeresmolasse gediehen (Aquitanien), Klimate mit heißen Sommern (Kairo, Tunis, Kanton, New Orleans) zum Vergleich heranzog. Nach Brockmann-Jerosch beweisen die Tertiärfloren keine Gleichmäßigkeit des Thermoklimas auf der ganzen Erde zu ihrer Wachstumszeit. Sie entsprachen einem immergrünen Waldtypus, welcher thermischen Verhältnissen angepaßt war, die auch bei großer Mannigfaltigkeit der Klimate in sehr verschiedenen Erdgebieten wiederkehren konnten. Das Thermoklima:

$$10 < W < 14, \quad 20 < S < 24$$

(W = Temperatur des kühlsten, S = Temperatur des wärmsten Monats) ist — wie die vorige Vergleichung zeigt — ein solches weit verbreitetes Klima. Seine Verbreitung erscheint noch größer, wenn man es bis knapp an seine Grenzwerte betrachtet; dann fallen selbst noch Bergstationen im südostasiatischen Monsungebiet (Chinesische Kaoline) in seinen Bereich; in Victoria Pik bei Hongkong ist $W = 11 \cdot 5$, $S = 24 \cdot 1$.

In der Serra do mar Brasiliens kommen auch rote Verwitterungserden vor, welche dem Lateritbegriff im weitesten Sinn,

---

[1] Brockmann-Jerosch, Zwei Grundfragen der Paläophytogeographie. Engler's botanische Jahrbücher, 50. Bd. (Festband), 1914.

wie ihn Hochstetter faßte, entsprechen. Sie können als Anfangsstadien der *B*-Ausbildung gelten. Reich entwickelt zeigen sich rote Erden auf den 600 bis 800 *m* hohen Campos im NW der paulistanischen Serra do mar (Serra Paranapiacaba). Schon in der unmittelbaren Umgebung von São Paulo sieht man sie, dann zwischen Itapetininga und Faxina. Dort sind die Winter- und Sommertemperaturen um 1 bis 2° höher als an den Stationen im Orgelgebirge (São Paulo $w = 14 \cdot 2$, $s = 21 \cdot 7$). So zeigt sich, daß zu einer beginnenden Anreicherung von Eisen noch kein wesentlich wärmeres Klima als zur Zersatzbildung erfordert wird. Harrassowitz räumt die Möglichkeit ein, daß auf der präoligozänen Landfläche Deutschlands Verwitterungsvorgänge nicht über die Phase der Siallitbildung hinauswuchsen (Laterit, p. 387), für die Mehrzahl der Vorkommen nimmt er aber eine Degradation aus ursprünglich weiter vorgeschrittenen Laterisierungen an. Befunde, die auf einen stattgehabten Beginn von Anreicherungsvorgängen weisen, werden so auch auf Grund der auf die paläogeographische Sachlage gestützten Klimasynthese verständlich. Für die Erklärung stattgehabter *C*-Ausbildungen des Laterits auf der präoligozänen Landfläche Deutschlands reichen die durch die paläothermale Synthese erhaltenen Werte aber nicht aus.

Bestimmung des morphogenen Hydroklimas von Mitteldeutschland im Eozän.

Zur Abschätzung von vorzeitlichen hydrometeorischen Verhältnissen ist eine Rekonstruktion der Paläoisobaren nötig. Brooks[1] hat die Anschauung entwickelt, daß es in den Perioden, in welchen die Polargebiete (ganz oder größtenteils) eisfrei waren, keine Polarfront gab und sonach eine reichere Zyklonenbildung fehlte. Er glaubt, daß das heutige barische Sommerbild des Nordpazifik eine ganz ungefähre Vorstellung von der winterlichen Sachlage in den nicht glazialen Zeiten vermitteln könnte: Das Aleutentief ist völlig verschwunden und der Ozean in der Subarktis in ganzer Breite von südlichen Winden überweht. Die Vorstellung von den mit polwärts strebender Komponente den Erdball umkreisenden Westwinden ist mit der Ferrel'schen Theorie der in mittleren Höhen zum Gleicher rückkehrenden Luftmassen verknüpft.

Neuerdings hat F. M. Exner[2] gezeigt, daß — mit der Annahme einer stabilen Polarfront im Widerspruch — auch auf einer ganz meerbedeckten Erdoberfläche jenseits der Roßbreiten ein

---

[1] C. E. P. Brooks, Climate through the ages. Kap. II.

[2] F. M. Exner, Über die Zirkulation zwischen Roßbreiten und Pol. Meteorolog. Zeitschr. 1927, Heft 2 und diese Sitzber. IIa, 137. Bd., 3. u. 4. Heft, 1928.

Auf der Südhalbkugel, wo die erdumspannenden braven Westwinde der Anschauung Exner's zu widersprechen scheinen, wäre von synoptischen Wetterkarten der Nachweis zu erwarten, daß Kälteeinbrüche in die Subtropen und Wärmevorstöße gegen den Polarkreis gleichzeitig nebeneinander erfolgen.

Nebeneinander von polaren und äquatorialen Strömungen Platz greifen muß, die beim Bestand meridional gestreckter Kontinente und Meere allerdings mit Vorliebe (aber nicht immer) in der längst bekannten Weise den Rändern derselben folgen. Im Mitteleozän mußte auf der Nordhemisphäre im Winter eine Tendenz zur Entwicklung dreier außertropischer Strömungspaare vorhanden sein. Vom aufsteigenden Aste der nordatlantischen Zirkulation, welcher den Westrand Fennoskandiens als Weg bevorzugte, mochten sich aber kleinere Luftwirbel durch das Mittelmeer zur kühlen Polarströmung hinüberbewegt haben, für welche der Ostrand des vorgenannten Festlandes die bevorzugte Straße war. Es läßt sich begründen, daß das eozäne Mittelmeer der Schauplatz des Durchzuges zahlreicher Depressionen mit Aufgleit- und Stauregen war. Über dem südlichsten Teil Fennoskandiens mußte im Winter ein geschlossenes Hoch lagern, in welchem der Luftdruck trotz der schon subarktischen Breite (55°) immerhin noch den Stand, welchen er jetzt in der Achse des Kontinents in Mitteleuropa erreicht, haben konnte, weil im akryogenen Klima der Druck im inneren Tropengürtel niedriger war (Blanford'sche Wechselbeziehung).

Über dem Meer an Stelle Vorderasiens lag im Winter auch hoher Druck, wie südlich der Azoren, und während jetzt die winterliche barische Mulde über dem Mittelmeer nach S zu offen ist, konnte sie durch einen die beiden ozeanischen Pleiobaren verbindenden Rücken auch südwärts geschlossen sein. Eine breite stationäre Druckfurche zwischen dem subtropischen Hochdruckgürtel und einem subarktischen kontinentalen Hoch mußte dann der Weg für fast alle sich aus dem großen atlantischen Stromring ablösenden kleineren Wirbel sein. Weil die Ostsee mit dem bottnischen und finnischen Busen und das Weiße Meer nicht existierten (Rekonstruktion von Matthew), waren wohl die jetzt Europa in Nordostrichtung querenden Zugstraßen meist gesperrt. Das fennoskandische Festland konnte auch beim Bestand eines nicht zufrierenden arktischen Meeres im Winter durch Ausstrahlung sehr erkalten; das südlich benachbarte Meer wurde durch Ausläufer der indischen Trift erwärmt. So erscheint es, daß in der Zone steiler Gradienten am Nordrand der Luftdruckfurche die Bedingungen für reichliche Niederschläge in der kühleren Jahreszeit erfüllt waren.

Zur Schätzung der auf den Herbst und Winter entfallenen Menge des Jahresniederschlags könnten die jetzt in der Zone steiler Wärme- und Druckgefälle am Nordsaum des Mittelmeeres herrschenden Sachverhalte einen Anhaltspunkt geben, insoweit sie kontinental unbeeinflußt sind. Dies ist an der Ostküste des Jonischen Meeres der Fall, wo die Jännertemperatur allerdings erst 10° beträgt, während sie am Nordrand des eozänen Mittelmeeres höher war. In Korfu und Patras entfallen auf das nässeste Jahresdrittel 60%, auf das nässeste Monatspaar (November, Dezember) 35% der Jahresmenge. Landeinwärts von der Küste, im Bildungsraum

der Siallite war die Vorherrschaft der Winterregen etwa nur halb so stark ausgeprägt. Man erhält dann

$$^1/_3 + ^1/_2\,(^3/_5 - ^1/_3) = ^7/_{15} = 46\cdot7\,\%$$

des Jahresniederschlages als Regenmenge des nässesten Jahresdrittels. Ähnliche Werte ergibt ein Vergleich mit den schon kontinental beeinflußten, in der Zone steiler Gradienten gelegenen mediterranen Küsten: ligurische Riviera (Mittel aus Cannes, Nice, Menton) 49%, süddalmatische Küste 47%.

Die relative Regensumme der vier nässesten Monate würde dann am 50. Parallel in den Meridianen Mitteldeutschlands im Eozän so groß gewesen sein, als sie jetzt am selben Parallel im ozeanischen Klima an der Südwestspitze von Cornwall ist: Falmouth 46·6, Truro 45·6. Eine etwas unter der Hälfte der Jahresmenge bleibende Niederschlagssumme des regenreichsten Jahresdrittels entspricht dem jetzt in der Serra do mar Südbrasiliens gegebenen Sachverhalt.

Im Sommer rückte im Eozän gleich dem Azorenhoch auch das Hoch über dem vorderasiatischen Meer nach N vor und beide Gebilde konnten, weil wegen der etwas höheren Erwärmung des nördlichen Tropengürtels im akryogenen Seeklima der Luftdruck dort niedriger war, eine größere Intensität und weitere Ausbreitung erlangen. In Mitteldeutschland war dann der sommerliche Luftdruck höher als jetzt. Während sich in der jetzigen hydrometeorischen Sachlage ein letztes Abklingen von Fernwirkungen des Azorenhochs und ein beginnender Einfluß des großen asiatischen Tiefs ausspricht (eine Einstreuung regenärmerer Sommer in eine Folge von durchschnittlich mäßig regenreichen), stand das Mitteldeutschland der Eozänzeit im Sommer unter den vereinten Fernwirkungen zweier ozeanischer Hochdruckgebiete. Die Ostränder der südhemisphärischen Pleiobaren greifen im Jänner nur wenig über die benachbarten Westküsten hinaus. So gewinnt man den Eindruck, daß das weite östliche Vordringen der Juliisobare 760 in Europa zur Entwicklung des asiatischen Tiefs in Beziehung stehe, daß, wenn an dessen Stelle — über einem Meer — Hochdruck läge, die azorische Pleiobare sich mehr gegen NO als gegen O ausdehnen würde.

Es haben zwar Shaw und Dines[1] gezeigt, daß im Sommer 1911 das Wetter nicht stets jener Druckverteilung entsprach, die beim Bestehen einfacher Beziehungen zwischen Barometerstand und Niederschlag hätte herrschen müssen; es trat aber doch ganz klar zutage, daß die abnorme Trocknis jenes Sommers die Folge eines ungewöhnlich weiten Vordringens von Hochdruck gegen NO war. Am auffälligsten schienen die Phänomene in England, wo

---

1 »Nature« vom 30. November und Dezember 1911. Referat in Meteorolog. Zeitschr. 1912, Heft 1.

sich mit stark unternormalen Werten der Regenmenge und der Zahl der Regentage und weit über dem Mittel gelegenen Werten der Sonnenscheindauer ungewöhnlich hohe Temperaturen verbanden.[1] Die Isobare von 766 *mm*, welche im Juli normal den Meridian von Madeira tangiert,[2] war bis Nordfrankreich vorgedrungen, die Juliisobare 764, normal gerade nur die Nordwestecke Iberiens berührend, schloß ganz Mitteleuropa ein und Druck über 760 *mm* breitete sich bis Nordschweden und Finnland und bis tief nach Rußland hinein aus.[3] So ist kein Zweifel, daß der Sommer in Mitteldeutschland im Eozän trockener war als jetzt.

Zur ungefähren Schätzung des auf den Sommer entfallenen Teiles des Jahresniederschlags könnten — weil der Hochdruck polwärts vordrang — die jetzt weiter südwärts auf der Ostflanke des pleiobarischen Rückens entwickelten Sachverhalte einen Fingerzeig geben, insoweit sie kontinental unbeeinflußt erscheinen. Dies ist auf der Ostseite des Adriatischen Meeres der Fall. Die relative Regenmenge des Sommers bewegt sich dort zwischen 15 und 10⁰/₀. In diesen Spielraum fällt sie auch im Gebiet südwestlich von Santos (Yporanga 12·8, Iguape 13·1, Conceição do Itanhaen 13·4, Raiz da Serra 13·9), wogegen sie im Orgelgebirge erheblich kleiner ist.

Auch das Hydroklima mußte durch die Erdstellung beeinflußt sein. Ein Sommerperihel bei großer Exzentrizität und geringer Ekliptikschiefe vertiefte die Luftdruckfurche in den Tropen, erhöhte den Druckwall über den subtropischen Meeren und führte eine Zunahme der sommerlichen Trockenheit in den mittleren Breiten herbei. Im Aphelwinter erkaltete das Land nordwärts vom Mittelmeer stärker und trat eine Vermehrung der Küstenregen ein. Es kam so zu einer Verschärfung des hydrometeorischen Wechselklimas. Ein Sommeraphel bei großen Werten von e und ε verringerte die Tiefe der tropischen Furche und die Höhe des subtropischen Walles des Luftdrucks und in den Mittelbreiten prägte sich die Trockenheit des Sommers weniger aus. Im Perihelwinter erkaltete das subarktische Land in geringerem Maß und die Winterniederschläge in den Küstengebieten nahmen ab. Die Regenschwankung verminderte sich.

Da die Temperaturunterschiede des Sommers im reinen Seeklima zwischen den von Spitaler berechneten äußersten Grenzfällen am Äquator 3·7, am 20. Parallel 3·5 betragen, kämen

---

[1] »Nature« vom 17. August und 7. September 1911. Referat Meteorolog. Zeitschr. 1911, Heft 11.

In demselben Heft auch Referat über einen Bericht der »Nature« vom 21. Oktober 1911 über den Sommer 1911 in Paris.

[2] Dr. A. Defant, Die Verteilung des Luftdrucks über dem nordatlantischen Ozean. Denkschriften d. kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien, 93. Bd., 1916, Tafel VII.

[3] C. Heß, Die beiden Juli 1910 und 1911. Meteorolog. Zeitschr. 1911, Heft 10.

etwa nur die einer Wärmeabweichung von ± 0·9 im Auflockerungsgebiet entsprechenden Druckänderungen in Betracht.

Für das reine Landklima am 55. Parallel ergibt sich nach Spitaler ein äußerster taxigener Spielraum von 14·9, halber Spielraum 7·5. Weil im südlichsten Teil des im W und S von lauen Triften bespült gewesenen fennoskandischen Landes nur geringere Gegensätze aufkommen konnten als im reinen Landklima und die allerdings viel kleineren taxigenen Abweichungen über den benachbarten Meeren im selben Sinn wie über dem Land erfolgten, konnten Schwankungen der Winterniederschläge in dem Ausmaß Platz greifen, welches einem Größenwechsel der Temperaturdifferenz zwischen Land und Meer um zirka 3·0 entsprach.

Als jetzige jahreszeitliche Regenverteilung in $\varphi = 50$ und $\lambda = 10$ E erhält man aus Hellmann's[1] Karten: Winter 19, Sommer 35, Frühling und Herbst je 23. Für das Eozän ergibt sich für das nässeste Vierteljahr $35 < R < 40$, für das trockenste $15 > r > 10$. An Stelle gemäßigter Sommerregen waren etwas mehr ausgeprägte Spätherbst- und Frühwinterregen entwickelt. Die Schätzung der jährlichen Regenperiode für das Mitteldeutschland der Eozänzeit ist zwecks Erklärung jener Gesteine vorzunehmen, welche zeigen, daß auf der präoligozänen Landfläche über die Siallitbildung hinausgewachsene Laterisierungen stattfanden. Für den Silikatzersatz ist die jährliche Verteilung der Regen nicht sehr von Belang. Für die Entkieselung und Entbasung der obersten Felsschichten sind Sommerregen günstiger, weil dann der Angriff durch Wasser (und Kohlensäure) von höherer Temperatur erfolgt. Zwischen der in die feinsten Risse eindringenden Feuchtigkeit und dem Gestein findet ein Temperaturausgleich statt, demzufolge in jener Tiefe, in welcher der Fels im Winter am wärmsten ist, das kapillar eingedrungene Wasser in dieser Jahreszeit wärmer sein muß als im Sommer. Dort könnte der Angriff auf die Silikate durch Winterregen energischer stattfinden.

Für Stoffanreicherungen in den oberen und obersten Bodenschichten ist aber eine sehr warme Trockenzeit nötig, in welcher durch starke Verdunstung die Minerallösungen zum Aufstieg gebracht werden. Aus der vorigen Betrachtung erhellt, daß dem Mitteldeutschland der Eozänzeit nur ein mäßig ausgeprägtes Wechselklima erwuchs, wie es jetzt in Südbrasilien die Bildung von Laterit im weitesten Wortsinn ermöglicht. Nordöstliche Winde zur Rechten einer gegen Fennoskandien vorgestoßenen Zunge hohen Druckes konnten keinesfalls eine so austrocknende Wirkung ausüben wie jetzt weiter im SO die Etesien.

Der schon eingangs erwähnte Rollentausch der Jahreszeiten konnte sich aber für die Laterisierung günstig auswirken. Während im Roterdegebiet am Westrand der Serra do mar nur die einer Mitteltemperatur von 12 bis 14 entsprechende Verdunstung als

[1] Die Niederschlagsverhältnisse der deutschen Stromgebiete.

Kraftquelle für einen kapillaren Wasseraufstieg im Boden wirksam wird, kam im Eozän in Mitteldeutschland die einer Durchschnittstemperatur von 21 bis 23 entsprechende Verdunstung als solche Kraftquelle in Betracht. Mit jenem Rollentausch kam aber auch der jahreszeitliche Wechsel des Sitzes der größten Bodenerwärmung in für die Laterisierung günstigem Sinn zur Geltung. Die über die Kaolinisierung fortschreitende, zur Bildung von allitischen Sialliten und Alliten führende Gesteinsumwandlung geschah im hier betrachteten Vorzeitfall allerdings zur Zeit einer im Mittel um 8° niedrigeren Luftwärme, als sie jetzt im brasilianischen Gebiet erfolgt; sie vollzog sich aber nicht selbst mit einer entsprechend geringeren Energie. In einem Gebiet mit geringer Sommerbewölkung kommt es zu einer starken Erwärmung der Bodenoberfläche und zu bedeutender Aufspeicherung von Wärme in den tieferen Bodenschichten im kühlen Halbjahr.

Die Winterregen erfahren im Felsboden eine Temperaturerhöhung. In einem Gebiet, in welchem sich der Himmel zur Zeit des niedrigsten Sonnenstandes am klarsten zeigt, ist die Durchwärmung des Bodens geringer und es treffen die Sommerregen mit relativ kühlen tieferen Bodenschichten zusammen. Derart kann bei entsprechenden Bewölkungsverhältnissen[1] die Silikatzersetzung in einem Winterregengebiet günstig, in einem Sommerregengebiet ungünstig beeinflußt sein. So konnten auf der präoligozänen Landfläche Deutschlands wohl auch die klimatischen Bedingungen für eine mäßig entwickelte Allitisierung erfüllt sein. Die Entwicklung einer schärfst ausgeprägten Trockenzeit mit Unterbrechung der Niederschläge durch ganz regenlose Monate, wie sie im Gebiet des NOpassats Platz greift, schloß sich aber vollständig aus, selbst in Perihelsommern mit größten Werten von und kleinsten von Zur Erklärung von C-Ausbildungen des Laterits[2] auf der präoligozänen Landfläche Deutschlands reichen so die auf Grund der paläogeographischen Sachlage ableitbaren hydrometeorischen Verhältnisse nicht aus. Dieses Resultat stimmt mit dem betreffs des thermischen Klimas gewonnenen überein.

Die absoluten Regenmengen waren naturgemäß auch im präoligozänen Deutschland örtlich sehr verschieden und im Durchschnitt höher als die heutigen, weil das mit dem Indischen Ozean verbundene und erweiterte Mediterranmeer als eine zweite Feuchtigkeitsquelle neben dem Nordatlantik viel mehr in Betracht kam als das heutige Mittelmeer; für die Spätherbst- und Winterregen vielleicht als eine ebenso große. Man wird Mengen zwischen 1000 und 2000 *mm* schätzen können. Der arithmetische Durchschnitt aus diesen Grenzwerten entspräche ungefähr einer Verdopplung des jetzigen Mittelwertes (mitteldeutsche Berglandschaften 690 *mm*, ganz

---

[1] In manchen Tropengebieten ist der Himmel zur Trockenzeit völlig schleiert, in vielen zur Regenzeit nur mittags und nachmittags wolkenbedeckt.

[2] F. Kerner, Der klimatische Schwellenwert des vollständigen Lateritprofils. Diese Sitzungsber. IIa, 136. Bd., 7. Heft, 1927.

Deutschland 710 *mm* nach v. Bebber) und einer Erreichung der heutigen örtlichen Maxima (Freudenstadt und Klaustal 1430, Rotlach 1540, Brocken 1700). Das arithmetische Mittel aus den geschätzten Randwerten entspricht auch der jährlichen Regensumme im Gebiet kaolinischer Verwitterung im Hinterland von Rio de Janeiro (Colonia Alpina 1434, Neu Freiburg 1552); aber auch der untere Schwellenwert des Jahresniederschlages für die *C*-Ausbildung des Laterits läge nach Walther[1] in ungefähr derselben Höhe. (Die Jahresmenge von Port Darwin: 1584.)

Die Elemente des für das Mitteldeutschland der Eozänzeit auf paläogeographischer Grundlage abgeleiteten Klimas: Temperatur des kühlsten Monats zirka 13, des wärmsten zirka 21, relative Regenmenge des nässesten Jahresdrittels < 50, des trockensten Jahresviertels > 10, Jahresniederschlag zwischen 1000 und 2000 kommen auch für die Flora von Messel bei Darmstadt in Betracht.

Sie zeigt »tropisch-subtropisches« Gepräge. Als tropisch-subtropisch kann man naturgemäß auch die jetzige Waldvegetation der Serra Paranapiacaba zwischen dem tropischen Regenwald der Küstenzone und der Flora der Savannen bezeichnen. Typen der gemäßigten Zone fehlen in der Flora von Messel ganz. Man muß sie deshalb aber nicht als Zeugen eines viel wärmeren Klimas deuten, als die zahlreichen Tertiärfloren, in welche sich boreale Typen eingestreut finden.

Die im vorigen — ähnlich wie in einer früheren Arbeit[2] versuchte Schätzung thermischer, barischer und hydrometeorischer Werte der Vorzeit bewegte sich im Rahmen der Anschauung, welche Semper[3] über das Klimaproblem gewann, und später durch mich[4] näher begründet wurde: daß paläoklimatischen Erkenntnissen stets nur eine paläobiologische und paläogeographische Bedingtheit zukommt und nie ein unbedingter Wert innewohnt. Solche Schätzungen knüpfen sich an die Voraussetzung, daß die Schollenverschiebungen größten Stils keine gesicherten Tatsachen sind. Sind sie solche, dann war die Stunde der Geburt[5] des Nappismus zugleich die Todesstunde der Paläogeographie und sind klimato-

[1] J. Walther, Entstehung und Alter des Laterits. Petermann's Geograph. Mitteil., Bd. 62, 1916.

[2] F. Kerner, Bauxite und Braunkohlen als Wertmesser der Tertiärklimate in Dalmatien. Diese Sitzungsber. 1921, 1. bis 3. Heft.

[3] M. Semper, Das paläothermale Problem. Zeitschr. d. Deutchen Geolog. Gesellsch., XLVIII, 1896.

[4] F. Kerner, Die Grundlagen und Aufgaben der paläoklimatischen Forschung. Mitteil. d. Wiener Geolog. Gesellsch. 1920.

[5] Wollte man 11^h am 24. August 1903, als M. Lugeon am Wiener Geologenkongreß seinen denkwürdigen Vortrag hielt, als diese Stunde bezeichnen, würde einem sofort eingewendet, daß Bertrand und Schardt schon 19 Jahre früher von »nappes« gesprochen haben. Weil aber Neumayr's Weltkarte der Juraformation, welche der erste auf streng wissenschaftlicher Basis unternommene Rekonstruktionsversuch für die ganze Erde war, 1883 erschien, würde man dann von der Entwicklung einer modernen Paläogeographie gar nicht sprechen dürfen.

genetische Betrachtungen wie die hier angestellten ein sinn- und zweckloses Spiel. Sind die Kontinentalverschiebungen aber eine nur von ihren Verfechtern als Theorie gepriesene Hypothese, dann kann man ebensogut die Ansicht vertreten, daß sich — unbeschadet der durch die geologischen Aufnahmen[1] zu Tausenden als reell erkannten Überschiebungsphänomene — aus der Verbreitung der marinen Schichten in den heutigen Festlandsräumen (unter den bekannten Kautelen) die Grundzüge des Erdbildes der Vorzeit in diesen Räumen rekonstruieren lassen.

Dann spricht es für die Richtigkeit dieser Ansicht, wenn es sich zeigen läßt, daß die aus solchen Rekonstruktionen für ein Gebiet ableitbaren paläoklimatischen Verhältnisse gerade diejenigen sind, welche sich ergeben müßten, wenn sich die Vorkommen eines terrigenen Gesteins in diesem Gebiet zur Zeit ihrer Bildung schon ungefähr dort befunden hätten, wo sie heute liegen. Eine solche Koinzidenz ließ sich hier aufzeigen.

Über das morphogene Thermo- und Hydroklima Mitteldeutschlands an der Wende von Miozän und Pliozän.

Ließ sich für den letzten Abschnitt der Präoligozänzeit in Mitteldeutschland der Bestand eines für beginnende Laterisierung geeigneten Klimas erweisen, so stellen sich dem Nachweis der Erfüllung der klimatischen Erfordernisse für Vollausbildung des Laterits um die Wende des Mio- und Pliozäns größte Hindernisse entgegen. Das erste derselben ist die Schwierigkeit, eine genügend hohe Wintertemperatur abzuleiten. Die vor Beginn der Neogenzeit erfolgte Abschließung des Mediterranmeeres vom Indischen Ozean beraubte Mitteleuropa einer Wärmezufuhr im Winter, die nach der vorgenommenen Schätzung 5·5 betrug. Gegenüber Sueß, welcher die sarmatische Fauna für eine boreal beeinflußte hielt und gegenüber Bittner,[2] welcher sie als einen durch brakische Einflüsse verkümmerten Rest und Abkömmling der zweiten Mediterranfauna ansah, hat wohl einmal Fuchs[3] angedeutet, daß sie den Eindruck einer verarmten Tropenfauna mache und Neumayr[4] meinte, daß diese Hypothese nicht unbedingt zu verwerfen sei, obwohl es näher liege, daß die Fauna der *Mactra podolica* von der Lokalfauna einer noch unbekannten Bucht des Mediterranmeeres abstamme. Die gedachte Verbindung hätte aber nur in einem schmalen Meeresarm bestehen können, welcher thermisch ohne Bedeutung blieb. Aber auch die Golftrift konnte zu Ende des

---

[1] Auch mir fiel es nie ein, den in meinem Aufnahmsgebiet von mir gefundenen Deckschollen und Fenstern die ihnen gebührende Würdigung zu versagen (Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien, 1899, Nr. 13 und 14, 1903, Nr. 16).

[2] A. Bittner, Über den Charakter der sarmatischen Fauna des Wiener Beckens. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1883, p. 148.

[3] Th. Fuchs, Zur neueren Tertiärliteratur. Ebenda 1885, p. 140.

[4] M. Neumayr, Erdgeschichte, Leipzig 1887, II. Bd., p. 525.

Miozäns nicht mehr so viel Wärme zugeführt haben wie früher. Wenn, wie Köppen meint, die asiatische Arktis damals stark vereist war, mußten auch die aus der atlantischen Arktis zurückgeflossenen Wässer schon sehr kühl gewesen sein. Man wird so den erwärmenden Einfluß der Golftrift auf Mitteleuropa bestenfalls um 2·5 höher einschätzen können als den von heute (gegen 4·5 im Eozän).

Nimmt man mangels einer besonderen Kartendarstellung der sarmatischen Stufe als deren stenomorphogene Wintertemperaturen jene an, welche sich aus Matthew's Rekonstruktion der zweiten Mediterranstufe ergeben, so erhält man für $\varphi = 50$, $\lambda = 10$ E 2·9. Als vereinte stenomorphogene und taxigene Wintertemperaturen für Spitaler's äußerste Grenzfälle erhielt ich für Matthew's Miozänbild —1·4 und 5·7. Schränkt man den Spielraum, wie früher, auf die Hälfte ein, so bekommt man für ein Winterperihel bei großer Exzentrizität und sehr geringer Ekliptikschiefe

$$5{\cdot}7 - {}^1/_4\,(5{\cdot}7 + 1{\cdot}4) = 3{\cdot}9, \text{ abgerundet } 4{\cdot}0.$$

Als Kraftstufe des Vulkanismus erhielt Brooks aus der Dicke der Effusivdecken für das Miozän 3, für das Pliozän 6 (Jetztzeit 2). Frech[1], welcher in seiner tabellarischen Darstellung der geologischen Klimakurve die Ausdehnung und Intensität der Eruptionen durch ein bis vier Kreuze zu versinnbildlichen suchte, verlieh dagegen dem Miozän drei Kreuze, dem Pliozän nur ein Kreuz (wie auch der Jetztzeit). Hält man sich hier — obwohl Frech's Lokation begründeter scheint — an Brooks, wobei sich dann die negative Korrektion von $^1/_2{}^\circ$ F. vernachlässigen läßt und verzichtet darauf, eine Höhenreduktion anzubringen, obschon sich die Bauxite des Vogelsberges auf Höhen gebildet haben, so bleibt das Ergebnis all dieses Bemühens, eine möglichst hohe Wintertemperatur herauszubekommen, dennoch bescheiden: $4 + 2{\cdot}5 = 6{\cdot}5$. Eine so niedrige Temperatur des kältesten Monats kommt in den Verbreitungsgebieten der *C*-Ausbildung des Laterits nicht vor.

Daß um die Wende von Mio- und Pliozän in Mitteleuropa schon ein Klima mit relativ kühlen Wintern herrschte, wurde von den Phytopaläontologen aus dem Charakter der damaligen Floren erschlossen.

Befunden, aus denen hervorzugehen scheint, daß vom Oligozän zum Miozän kein Temperaturabfall stattfand, stehen andere gegenüber, die zum entgegengesetzten Schluß führen. Die Floren von Sotzka und Sagor haben ein viel mehr subtropisches Gepräge als die von Eibiswald und Parschlug[2]. Frech wollte

---

[1] F. Frech, Studien über das Klima der geologischen Vergangenheit. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1902, p. 619. Frech hielt bekanntlich gesteigerten Vulkanismus für wärmeerhöhend.

[2] Auf diesen Umstand wies ich bei der am Geologenkongreß in Mexiko (1906) stattgehabten Diskussion über das paläothermale Problem hin. X. sess. d.

wohl sogar auf eine Wärmezunahme vom Oligozän zum Miozän schließen und sie mit einer gleichzeitigen Steigerung des Vulkanismus verknüpfen. Nachdem es aber jetzt feststeht, daß Vulkanausbrüche die Sonnenstrahlung schwächen, ist die umgekehrte Sachlage gegeben. Nach Eckardt[1] muß es in Deutschland im Miozän in der winterlichen Jahreszeit schon so kühl gewesen sein, daß die Zugvögel bereits nach dem wärmeren Süden zu wandern gezwungen waren.

Auch die Niederschlagsmengen konnten in Deutschland zur sarmatischen Zeit nicht mehr so groß sein, wie im Paläogen. Die aus dem fernen Sarmatischen Meer durch Ostwinde entführten Dünste schlugen sich am Böhmerwald nieder, ehe sie das Vogelsgebirge erreichten; die vom Mediterranmeer durch Südwinde herbeigebrachten Dunstmassen hielt der Alpenwall zurück. Aber auch die jährliche Regenverteilung konnte keine für die Bildung von *C*-Laterit geeignete sein. Die Ableitung eines dem heutigen entgegengesetzten Regenregimes für das Deutschland der Alttertiärzeit ergab sich aus der anzunehmenden Umkehrung der barischen Sachlage im Gebiet des heutigen Vorderasien wegen vollständiger Meeresbedeckung desselben bei völliger Isolierung von Afrika, Europa und Asien. Demgegenüber mußte beim Bestand nur eines sehr eingeengten Binnenmeeres innerhalb einer großen vereinten altweltlichen Landmasse im älteren Pliozän in Deutschland schon ein gemäßigt kontinentales Regenregime herrschen. Dann sind für die zwischenliegenden Zeiten des Bestandes weitausgedehnter Binnenmeere auch in hydrometeorischer Hinsicht Übergangszustände anzunehmen, Regenverteilungen ohne sehr deutliche Vorherrschaft von Winter- oder Sommerregen.

Die Annahme eines viel günstigeren Solarklimas, das die Temperaturen schon in den mittleren Breiten auf die Höhe derer im Savannengürtel gebracht hätte, stößt auf die Schwierigkeit, die Unterdrückung einer gleichzeitigen noch erheblich größeren Wärmesteigerung im Gleichergürtel durch vermehrte Verdunstung und Wolkenbildung restlos zu erklären. Aber auch durch eine sehr gesteigerte Erhitzung des Äquators, welche dort das Leben vernichten müßte, würden die subtropischen Luftdruckwälle nur sich höher emporwölben und ihre Fußränder sich polwärts vorschieben; eine Verlagerung der Hochdruckgürtel in so hohe Breiten, daß die mitteldeutschen Gebirge in den Savannengürtel zu liegen kämen, ist dynamisch undenkbar. Schon vor 40 Jahren schrieb ein hochberühmter

---

Congr. géolog. compte rendu IV., p. 133. Frech entgegnete mir, daß in die Zwischenzeit die Alpenfaltung gefallen sei, doch war dieser Einwand nicht stichhaltig, weil einerseits auch die oligozäne Alpeninsel gebirgig war und anderseits auch die aus dem Mittel- und Obermiozän erhaltenen Floren aus Talgründen stammen.

[1] W. R. Eckardt, Das Klimaproblem. Braunschweig, 1909, und: Über die Gründe der Entstehung des Vogelzuges. Journal für Ornithologie, Leipzig und Berlin, 1909.

Autor[1] in einem vielgelesenen Buch bei Besprechung der Klimate Europas: »folglich existieren keine Bedingungen für Winde von der Art der Passatwinde oder Monsune«. So sieht man sich vor die Alternative gestellt, daß entweder in der Jungtertiärzeit *C*-Laterit unter wesentlich anderem Klima entstand als unter jenem, welches heute im Verbreitungsgebiet des typischen Laterits herrscht oder daß die Vogelsbergbauxite trotz der dafür sprechenden Umstände nicht als *C*-Laterite zu deuten sind. Jedenfalls kann man die Beziehungen zwischen Boden und Klima noch nicht als völlig geklärte bezeichnen — es geht dies aus den Ergebnissen hervor, zu welchen Harrassowitz[2] bei seinen Studien über mittel- und südeuropäische Verwitterung gelangt ist — und es muß dieser Umstand in die Aufhellungen paläoklimatischer Probleme seine Schatten werfen. Mit Bezug auf eine uns allerdings viel näher liegende Zeit hält es der eben genannte Autor selbst für außerordentlich schwierig, auf den Chemismus von Verwitterungsböden fossile Klimate zu begründen (Studien etc., p. 205).

1 A. Woeikof, Die Klimate der Erde. Jena 1887, II. Teil, Kap. 24, p. 127

2 H. Harrassowitz. Studien über mittel- und südeuropäische Verwitterung. Steinmann-Festschrift. Sonderband der Geolog. Rundschau, XVIIa, 1926.